

LE SILURIEN DU SYNCLINORIUM DE MONCORVO (NE DU PORTUGAL): BIOSTRATIGRAPHIE ET IMPORTANCE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

GRACIELA NOEMI **SARMIENTO**, JOSÉ MANDEL **PIÇARRA**, JOSÉ ALMEIDA **REBELO**,
MICHEL **ROBARDET**, JUAN CARLOS **GUTIÉRREZ-MARCO**, PETR **STORCH** & ISABEL RABANO

SARMIENTO G.N., PIÇARRA, REBELO J.A., ROBARDET M., GUTIÉRREZ-MARCO J.C., STORCH P. & RABANO I. 1999. Le Silurien du synclinorium de Moncorvo (NE du Portugal): biostratigraphie et importance paléogéographique. [The Silurian of the Moncorvo synclinorium (NE Portugal): biostratigraphy and paleogeographical importance]. GEOBIOS, 32, 5: 749-767. Villeurbanne, le 31.10.1999.

RÉSUMÉ - Dans la succession silurienne du synclinorium de Moncorvo (NW de la Zone Centre Ibérique, Portugal), des lentilles calcaires ont livré, dans deux localités distinctes, les premiers conodontes siluriens du Portugal. Dans la première localité, *Kockelella* cf. *uariabilis*, *K.* cf. *absidata*, *Ozarkodina confluens*, *Oz. excauata* et *Pseudooneotodus beckmanni* indiquent le Ludlow s.l. (ou peut-être le Wenlock supérieur ou terminal). Dans la seconde, *Oulodus elegans*, *O.* cf. *cristagalli* et *Ozarkodina* ex gr. *remscheidensis* indiquent le Pridoli, ce que confirme la présence, dans le même gisement, de scyphocrinoïdes du genre *Scyphocrinites*, et en particulier les lobolithes à cirrhes. Dans les schistes noirs à nodules sous-jacents aux calcaires, des graptolites montrent l'existence de niveaux du Llandovery moyen et supérieur (Aéronien et Télychien) et du Wenlock. La succession silurienne de Moncorvo apparaît ainsi comme une séquence condensée, analogue, en particulier, à celles qui existent dans la Zone d'Ossa Morena, en Sardaigne et dans certaines régions d'Afrique du Nord. Ces successions sont bien différentes de celles qui caractérisent les régions centrales et méridionales de la Zone Centre Ibérique où, dans leur partie supérieure, les dépôts siluriens, de faible profondeur, sont beaucoup plus épais et plus riches en matériel terrigène grossier. Ces données permettent d'envisager que, au Silurien, le NW de la Péninsule Ibérique (y compris une partie de la Zone Asturo-Léonaise) appartenait à un domaine paléogéographique particulier présentant des caractères de plate-forme distale plus profonde.

MOTS-CLÉS: SILURIEN, CONODONTES, ECHINODERMES, GRAPTOLITES, PALÉOGÉOGRAPHIE, PORTUGAL.

ABSTRACT - Limestones from the Silurian succession of the Moncorvo synclinorium (NW Central Iberian Zone, Portugal) have yielded, in two distinct localities, the first Portuguese Silurian conodonts. In the first locality, *Kockelella* cf. *uariabilis*, *K.* cf. *absidata*, *Ozarkodina confluens*, *Oz. excauata* and *Pseudooneotodus beckmanni* indicate the Ludlow s.l. (or also possibly the late or latest Wenlock). In the second, *Oulodus elegans*, *O.* cf. *cristagalli* and *Ozarkodina* ex gr. *remscheidensis* indicate a Pridolian age, which is confirmed by the presence, in the same level, of cirrus-type loboliths of scyphocrinoids. Graptolites from the black-shales with nodules that underlie the limestones indicate the existence of Llandovery (Aeronian to Telychian) and Wenlock deposits. The Silurian succession from Moncorvo thus appears as a condensed sequence, especially similar to those of the Ossa Morena Zone, Sardinia and parts of North Africa. These successions clearly differ from those which characterize the central and southern parts of the Central Iberian Zone, where shallow-water uppermost Silurian deposits are much thicker and comprise abundant coarser terrigenous material. These data suggest that, during the Silurian, the northwestern part of the Iberian Peninsula (including part of the West Asturian-Leonese Zone) belonged to a special paleogeographic domain with deeper distal shelf characteristics.

KEYWORDS: SILURIAN, CONODONTS, ECHINODERMS, GRAPTOLITES, PALEOGEOGRAPHY, PORTUGAL.

INTRODUCTION ET DONNÉES ANTÉRIEURES

Le synclinorium de Moncorvo (Torre de Moncorvo), dans le Nord du Portugal (Fig. 1), appartient à la partie la plus septentrionale de la Zone Centre Ibérique et, plus précisément, au "Domaine du Douro inférieur" (Ribeiro 1974). L'existence de Silurien dans cette unité fut établie par Duarte et

al. (1966) qui mentionnèrent la découverte de graptolites, d'orthocères et de crinoïdes dans des calcaires intercalés dans une succession argileuse.

La connaissance de ce Silurien fut ensuite complétée par la découverte de graptolites (Ribeiro & Rebelo 1966) et de rares brachiopodes dans des faciès argileux et silteux noirs ou des nodules sili- ceux qu'ils contiennent. Les graptolites, qui prove-

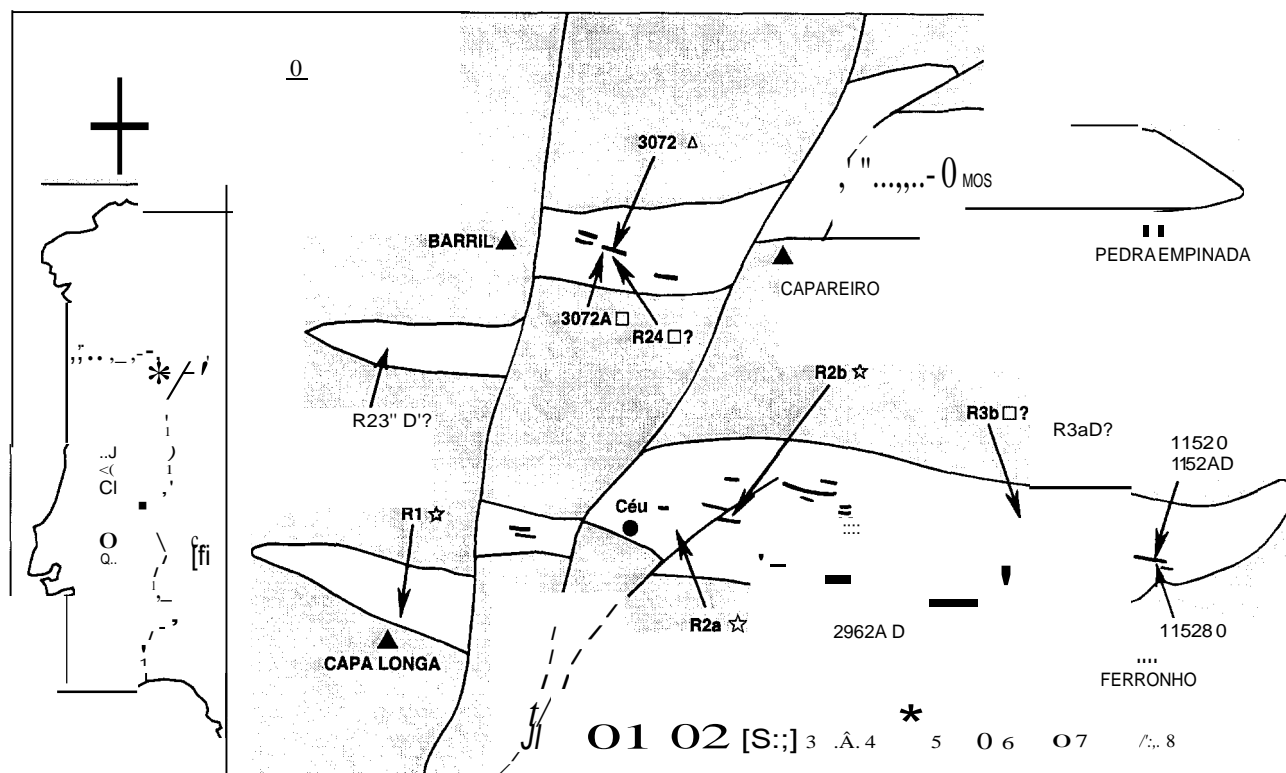


FIGURE 1 - Carte géologique schématique de la partie centrale du synclinal de Moncorvo. 1. Ordovicien. 2. Silurien. 3. Calcaire à scyphocrinoïdes. 4. Signaux géodésiques. 5-8. Localités fossilifères: 5. Llandovery. 6. Wenlock. 7. Ludlow. 8. Pridoli. *Geological simplified map of the central part of the Moncorvo syncline. 1. Ordovician. 2. Silurian. 3. Scyphocrinoid limestone. 4. Geodesic points. 5-8. Fossiliferous localities. 5. Llandovery. 6. Wenlock. 7. Ludlow. 8. Pridoli.*

naient de 7 localités situées aux environs de M6s, furent étudiés par Romariz (1969) qui y reconnut 18 espèces ou sous-espèces appartenant à des formes unisériées (genres *Monograptus*, *Spirograptus*, *Pristiograptus*, *Monoclimacis*, *Rastrites*) ou bisériées (*Climacograptus*, *Glyptograptus*, *Petalolithus*) du Llandovery moyen et supérieur.

La succession lithologique du Silurien de la région du "Douro inférieur", où se situe l'unité de Moncorvo, a été décrite par Ribeiro et Rebelo (1966) puis, de manière plus détaillée, par Ribeiro (1974, p. 30-33 et tableau I). Pour ces auteurs, le Silurien de cette partie N.W. de la Zone Centre Ibérique pouvait être subdivisé en deux formations séparées par un niveau repère de quartzites. La Formation "infraquartzitique", comme la Formation "supraquartzitique" comportaient des faciès lithologiques variés bien qu'à dominante argileuse; compte tenu des travaux de Romariz (1969), la première, où se situent des niveaux de calcaires à Crinoïdes, était rapportée au Llandovery moyen-supérieur et la seconde au Llandovery supérieur, son extension jusque dans le Wenlock et le Ludlow semblant toutefois possible (Ribeiro 1974, tableau II).

Les synthèses ultérieures (Pereira 1988, p. 23 et fig. 10; Gutiérrez-Marco et al. 1990, p. 167 et fig. 1; Oliveira et al. 1992, p. 371, fig. 5 et tabl. 2) ont conservé le découpage du Silurien proposé par Ribeiro (1974). Toutefois, compte tenu des données provenant d'unités structurales voisines situées en territoire espagnol, Gutiérrez-Marco et al. (1990, fig. 1, colonne "Peritrasmontan area-Verin syncline") ont envisagé que la succession paléozoïque de Moncorvo puisse atteindre le Silurien terminal (Pridoli) et même le Dévonien inférieur.

En fait, la succession qui s'observe dans le synclinal de Moncorvo ne correspond pas au schéma-type proposé pour la région du Douro inférieur et il n'existe pas de niveau de quartzites permettant de la subdiviser en deux formations. Comme cela apparaissait déjà dans deux publications précisément consacrées au seul synclinal de Moncorvo (Ribeiro & Rebelo 1971; Rebelo & Romano 1986), le Silurien de cette unité est constitué par une succession argileuse assez monotone de schistes gris à noirs, contenant des nodules à graptolites et des lentilles de calcaires gris-bleutés, parfois noduleux.

Tout le matériel paléontologique, ancien et nouveau, est conservé dans les collections du Musée

de l'Instituto Geológico e Mineiro du Portugal à Lisbonne.

STRATIGRAPHIE ET LOCALITÉS FOSSILIFÈRES

Les niveaux siluriens appartiennent à la partie la plus récente de la succession paléozoïque et affleurent au cœur du synclinorium de Moncorvo où ils constituent deux synclinaux secondaires d'orientation générale E-W, tous deux affectés dans leur extrémité occidentale par des failles d'orientation N 10° E à N 30° E (Fig. 1).

Bien que le synclinorium de Moncorvo appartienne, au sein de la Zone Centre Ibérique, au "Domaine des plis verticaux" (Diez Balda et al. 1990), la déformation y est, comme l'avait déjà noté Ribeiro (1974, p. 70), particulièrement intense. Ceci rend pratiquement impossible une étude lithostratigraphique habituelle, dans une succession qui, en outre, présente une grande monotonie de faciès. Les possibilités d'un contrôle paléontologique, d'autant plus nécessaire dans un tel contexte, sont limitées en raison de la rareté des faunes qui, jusqu'à présent, n'avaient permis de reconnaître que le Llandovery moyen et supérieur.

Nous ne pouvons pas, actuellement, proposer une succession lithologique précise de l'ensemble du Silurien de Moncorvo qui apparaît comme un ensemble monotone essentiellement argileux et silteux dont l'épaisseur totale (plus de 300 m pour Ribeiro & Rebelo 1971 ou Rebelo & Romano 1986, plus de 600 m pour Ribeiro 1974) nous paraît avoir été fortement surestimée. D'autre part les niveaux calcaires avaient toujours été considérés, jusqu'à présent, comme situés dans la partie inférieure de la succession silurienne; en fait, à en juger par leur trace cartographique, ils paraissent plutôt se situer dans la moitié ou même le tiers supérieur de cette succession; ceci expliquerait d'ailleurs qu'ils soient absents, par suite d'érosion, dans les terminaisons périssynclinales et dans les autres parties relevées par la tectonique (Fig. 1). L'attribution stratigraphique, fondée sur les conodontes et les scyphocrinoïdes, que nous retenons pour ces calcaires est d'ailleurs en bon accord avec une telle position élevée dans la succession. Enfin, le caractère lenticulaire de leurs affleurements, dont l'extension latérale varie de 10 m à 200 m, nous paraît en grande partie résulter de l'intensité de la déformation. Les données paléontologiques nouvelles sont importantes pour la datation des niveaux calcaires et pour l'extension stratigraphique de la succession silurienne de Moncorvo. En outre, elles permettent d'établir des corrélations avec les successions siluriennes d'autres régions méditerranéennes et de replacer

le Silurien de Moncorvo dans le contexte paléogéographique de l'Europe nord-gondwanienne.

Notre travail a été focalisé sur la recherche de faunes dans deux secteurs où la succession est la moins tectonisée et comporte des affleurements importants de calcaires montrant des indices visibles de macrofossiles. Dans les deux cas, les schistes sous-jacents aux calcaires contiennent des niveaux riches en nodules fossilifères qui se situent entre 10 m et 40 m sous la base des calcaires. Nous avons également étudié des nodules provenant d'affleurements isolés et de collections anciennes. La localisation de tous les gisements paléontologiques est précisée sur la figure 1.

Le synclinal silurien septentrional, au cœur duquel se situe le village de M6s, a été exploré dans un secteur, délimité par des failles, compris entre les signaux géodésiques de Barril à l'W et de Capareiro à l'E. A environ 800 m à l'E du signal de Barril, un chemin de terre d'orientation NW-SE recoupe obliquement des calcaires à pendage NNE; ceux-ci affleurent, de part et d'autre du chemin, sur une longueur d'environ 125 m: localité 3072, coordonnées M= 300,607, P= 465,845. Ces calcaires ont livré de nombreux restes de scyphocrinoïdes et quelques conodontes. Les schistes sous-jacents ont livré des nodules avec de nombreux graptolites; ce niveau (localité 3072A) s'étend sur une cinquantaine de mètres au SSE du chemin. Les nodules fossilifères se situent à environ 10 à 15 m sous les calcaires mais il est impossible de préciser, en raison du recouvrement par des dépôts récents, si les relations entre les schistes à nodules et les calcaires sont de nature stratigraphique ou tectonique.

Dans le synclinal méridional, deux secteurs ont été étudiés, au N et au NW du signal géodésique de Ferronho. Le premier (localité 1152) est un affleurement de calcaires, recoupés par un chemin rural à 675m au N du signal de Ferronho (coordonnées M = 304,420; P = 463,770). Ces calcaires contiennent des nautiloïdes orthocônes ("Orthoceratidés" s.l.), des restes de scyphocrinoïdes, des conodontes et des ostracodes. A faible distance vers le N, 25 m environ, (M = 304,420; P = 463,795), les schistes contiennent des nodules à graptolites et à conodontes (localité 1152A) et, 15 m plus à l'W, des graptolites seuls (1152B).

La dernière localité étudiée (2962A) est un affleurement isolé, à nodules à graptolites, sans relations visibles avec les calcaires; elle se situe dans le synclinal méridional, 1925 m à l'WNW du signal géodésique de Ferronho (M = 302,645; P = 463,712).

Par ailleurs nous avons pu réviser le matériel original de Romariz (1969), conservé dans les collec-

tions de l'Instituto Geológico e Mineiro à Lisbonne. Ce matériel provenait des localités suivantes:

Synclinal de M6s (septentrional)

- 1000 m au SW du signal de Barril, localité R23 de la Fig. 1; M = 299,125; P = 465,125 (Romariz 1969, p. 116, n° 23); échantillon n° 739 des collections: nodule fossilifère.

- 375 m à l'E du signal de Barril, localité R24 de la Fig. 1; M = 300,700; P = 465,800 (id. p. 116, n° 24); échantillon n° 740: nodule fossilifère. Ce gisement se situe au voisinage immédiat de nos localités 3072-3072A.

Synclinal méridional

- 125 m au N du signal de Capa Longa, localité R1 de la Fig. 1; M = 299,120; P = 463,250 (id. p. 117, n° 1); échantillons n° 666, 667, 669, 671, 731, 743 et 744: schistes à graptolites.

- au NW du signal de Ferronho (1125 m W de Ferronho in Romariz 1969, p. 118, n° 3), avec deux échantillons de schistes à graptolites provenant en fait de deux localités distinctes:

- échantillon n° 746: 1125 m à N 30° W de Ferronho; R3a de la Fig. 1; M = 304,050; P = 464,150

- échantillon n° 747: 1200 m à N 45° W du même signal: R3b de la Fig. 1; M = 303,700; P = 464

- 250 m à l'E de Céu (n° 22, p. 116 et n° 2, p. 117-118 in Romariz 1969), avec, ici encore, deux localités distinctes:

- échantillons 734 et 735: schistes à graptolites, précisément à 250 m à l'E de Céu: localité R2a de la Fig. 1; M = 301,150; P = 463,900. Le nodule n° 741 provient très vraisemblablement d'un niveau légèrement supérieur.

- échantillon 733: schistes à graptolites, 675 m à l'ENE de Céu, localité R2b de la Fig. 1; M = 301,500; p = 464,050.

Parmi les localités étudiées par Romariz (1969), seul le gisement situé aux environs de l'église de M6s n'a pu être révisé, les échantillons originaux n'ayant pas été retrouvés et la recherche de matériel nouveau étant restée infructueuse.

En revanche, la révision des collections paléontologiques de l'IGM nous a permis d'y retrouver des

nodules fossilifères étiquetés AF-5, AF-7 et AF-8, provenant, sans autre précision, de trois affleurements du "Silurien de Moncorvo". La lithologie et l'état de conservation des fossiles sont identiques au reste du matériel et nous avons donc inclus ces échantillons dans la présente étude car ils présentent un certain intérêt paléontologique.

RÉSULTATS PALÉONTOLOGIQUES ET BIOSTRATIGRAPHIQUES

Parmi les données paléontologiques provenant des localités fossilifères nouvelles, découvertes par Rebelo, et de la révision des travaux antérieurs, les résultats les plus notables proviennent de l'unité calcaire, reconnue dans les localités 1152 et 3072 et dénommée ici "Calcaire à scyphocrinoïdes" en raison de son contenu paléontologique décelable à l'oeil nu. L'état de conservation très particulier des graptolites provenant des niveaux à nodules sous-jacents, complique notablement les identifications taxonomiques et, en conséquence, limite la précision des attributions biostratigraphiques.

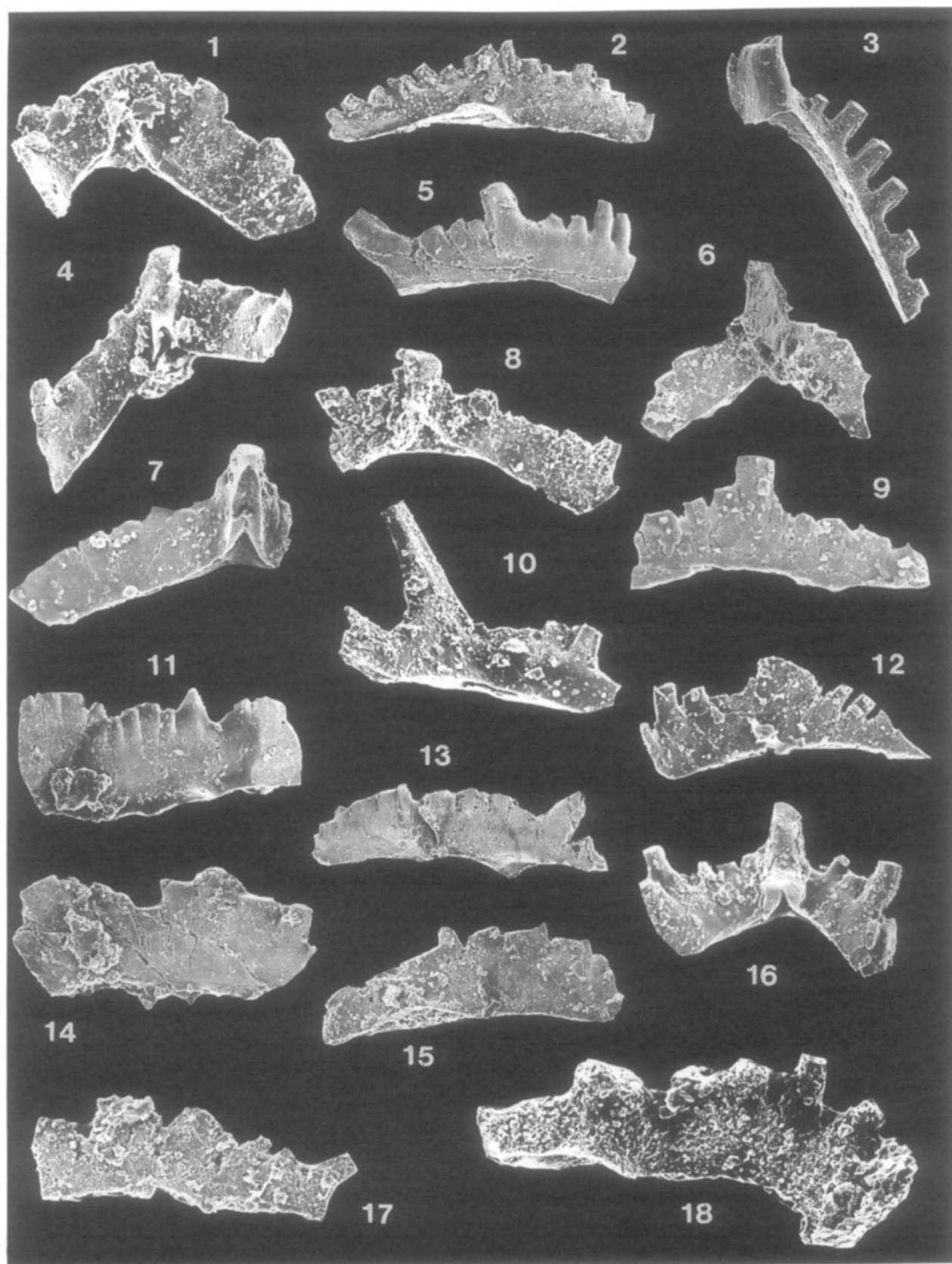
La préparation et l'étude des conodontes a été réalisée par Sarmiento, celle des échinodermes par Gutiérrez-Marco, celle des graptolites par Piçarra, Gutiérrez-Marco et Storch et celle des phyllocarides par Rabano.

CONODONTES

Dans la présente étude sont décrites pour la première fois des associations de conodontes siluriens du Portugal, dont la découverte a été signalée par Piçarra et al. (1995). Ils proviennent des localités 3072 et 1152 et ont été extraits d'échantillons de "calcaire à scyphocrinoïdes" pesant respectivement 2700g et 919 g, par attaque chimique à l'acide acétique cristallisable à 8%.

Les micro-éléments sont relativement mal conservés, en raison d'une forte altération taphonomique: dans l'échantillon 3072, la plus grande partie d'entre eux (sur un total de 34) sont des fragments indéterminables, alors que, dans l'échantillon 1152, seule la moitié des 76 éléments obtenus ne présente pas des conditions d'étude

FIGURE 2 - Conodontes du Ludlow (1-17: localité 1152) et du Pridoli (18: localité 3072) du synclinal de Moncorvo (N du Portugal). *Conodonts from the Ludlow (1-17: locality 1152) and the Pridoli (18: locality 3072) of the Moncorvo syncline (N Portugal)*. 1,2,4-10,12,13,15,17. *Ozarkodina excavata* (BRANSON & MEHL). 1. Élément Sb, vue postérieure oblique, *posterior oblique view*, MB 1374, x 350. 2. Élément Pb, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 1370, x 140. 4. Élément Sb, vue postérieure, *posterior view*, MB 1371, x 270. 5. Élément Sb, vue antérieure, *anterior view*, MB 8426, x 250. 6. Élément Sb, vue postérieure, *posterior view*, MB 8415, x 200. 7. Élément Sa, vue postérieure, *posterior view*, MB 8424, x 250. 8. Élément Sa-Sb, vue postérieure, *posterior view*, MB 1374, x 250. 9. Élément Sc, vue latérale externe, *outer lateral view*, MB 8419, x 400. 10. Élément Sc, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 1372, x 270. 12. Élément Sc, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 8412, x 90. 15. Élément Pa, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 8420, x 170. 17. Élément Sc, vue latérale externe, *outer lateral view*, MB 8414, x 300. 3,11,14,16. *Ozarkodina confiuens* (BRANSON & MEHL). 3. Élément M, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 8417, x 170. 11. Élément Pa, vue latérale externe, *outer lateral view*, MB 8416, x 170. 14. Élément Pb, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 8424, x 180. 16. Élément Sa, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 8422, x 250. 18. *Oulodus cf. cristagalli* (ZIEGLER). Élément Pbl, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 1388, x 200.



acceptables. Dans chacune des deux associations coexistent des éléments de dimensions très variées, bien que toujours de petite taille (voir les grossissements des Fig. 2; Fig. 3).

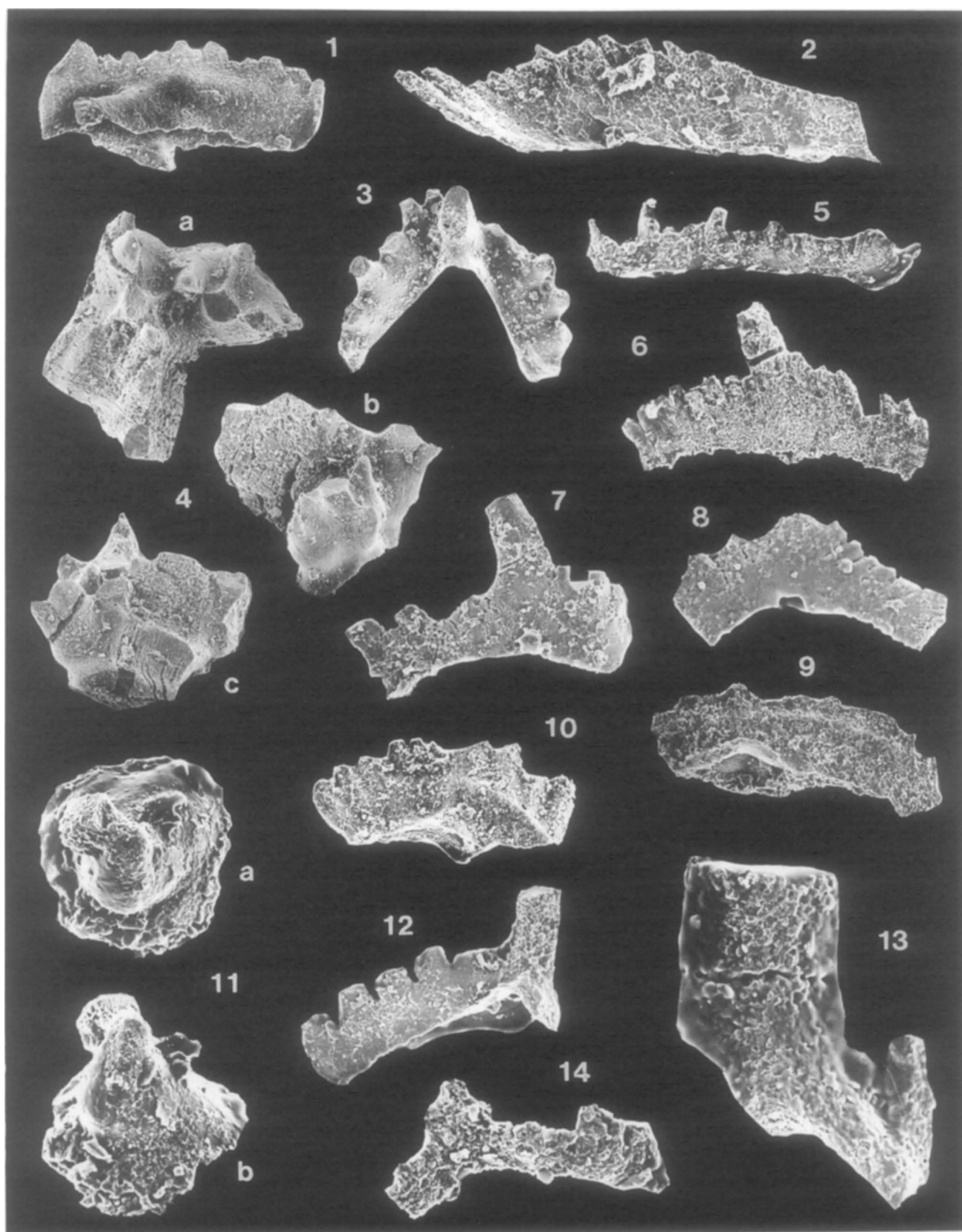
Dans les deux localités les spécimens ont été affectés, à des degrés variables, par des processus de dissolution et de recristallisation et leur surface présente généralement une texture rugueuse et un aspect granuleux. On observe également des éléments ayant subi une déformation plastique, bien que, le plus souvent, ils soient fracturés (parfois par deux familles de cassures non orthogonales entre elles) et des conodontes "zébrés" qui doivent leur aspect à des fractures transversales parallèles remplies de séricite. L'indice d'altération de couleur (C.A.I.) atteint des valeurs de 5,5 et 6 dans la localité 3072 et de 4,5 ?, 5,5 et 6 dans la localité 1152 ce qui correspond à des températures de 300° et plus (Epstein et al. 1977; Rejebian et al. 1987; Sarmiento & Garcia-López 1996).

L'état de conservation des conodontes est conforme au métamorphisme de facies schistes verts subi par le matériel paléozoïque de la région, ce que confirme également la présence d'une paragenèse minérale caractéristique, à pyrite, calcite, graphite, dans le résidu insoluble de l'échantillon 1152. La coexistence, dans une même association, d'éléments présentant des valeurs différentes du CAI révèle en outre la surimposition de processus d'altération hydrothermale.

Du point de vue taxonomique, l'association de la localité 1152 est la plus riche, avec: *Kockelella* cf. *uariabilis* WALLISER, 1957; *K.* cf. *absidata* BARRICK & KLAPPER, 1976; *Ozarkodina confluens* (BRANSON & MEHL, 1933); *Oz.* cf. *excavata* (BRANSON & MEHL, 1933); *Pseudooneotodus beckmanni* (BRISCHOFF & SANNE-MANN, 1958) et "*Neoprioniodus latidentatus*" WALLISER, 1964. Dans la localité 3072, ont été identifiés: *Ouloduselegans* (WALLISER, 1964); *O.* cf. *cris-tagalli* (ZIEGLER, 1960); *Ozarkodina* ex. gr. *remscheidensis* (ZIEGLER, 1960), et des éléments ramiformes indéterminés.

Au point de vue biostratigraphique, la localité 1152 apparaît comme la plus ancienne et peut être attribuée très probablement au Ludlow s.l.: toutefois, le caractère ponctuel de l'affleurement empêche l'identification d'une biozone précise car celles-ci sont définies par la première apparition de certaines espèces, ce qui ne peut s'observer que dans des coupes continues. Malgré tout, et si nous écartons les taxons à large extension stratigraphique comme *Oz. excavata*, *Oz. confluens* et *P. beckmanni*, la coexistence de deux espèces de *Kockelella* permet d'attribuer l'ensemble de l'association au Ludlow s.l.. En effet, *K. uariabilis* apparaît, selon les régions, dans le Wenlock terminal (fin de l'Homérien) ou le Ludlow inférieur (Gorstien basal). Pour Walliser (1964, 1971), cette espèce débute dans la Biozone de *Ozarkodina? crassa* et atteint les Biozones de *Ancoradella ploekensis* et de *Polygnathoides siluricus* dans les Alpes Carniques. Pour Kleffner (1995), l'extension de *K. uariabilis* correspond à la totalité des biozones précédentes et à celle de *Pedauis latialata* (de la partie moyenne de l'Homérien jusqu'au Ludfordien inférieur). Dans la partie sud de la Chaîne Hercynienne, Garcia-López et al. (1996) ont réintroduit la Biozone de *K. uariabilis*, proposée par Barrick & Klapper (1976), en lui attribuant une extension comprise entre la base du Gorstien et l'apparition de *Polygnathoides siluricus* qui définit la biozone suivante à l'intérieur du Ludfordien. D'autre part, l'espèce *K. absidata* est présente dans l'intervalle Sheinwoodien s.l.-Ludfordien inférieur (Kleffner 1989, 1995), ce qui correspond à une extension comprise entre la Biozone de *K. ranuliformis* et celle de *P. siluricus*. En Europe, *K. uariabilis* et *K. absidata* coexistent dans la partie inférieure de l' "Ockerkalk" de Sardaigne et dans les Alpes Carniques, dans des niveaux attribués au Ludlow (Barca et al. 1995). Les travaux en cours de Kleffner et Barrick, révisent la chronostratigraphie du Silurien de Kleffner (1995), en particulier pour le Wenlock et le Ludlow inférieur. Dans la nouvelle chronostratigraphie (encore non publiée), l'association de conodontes reconnue dans la localité 1152 pourrait correspondre au Wenlock supérieur. En effet,

FIGURE 3 - Conodontes du Ludlow (3,4,7,9-12: localité 1152) et du Pridoli (1,2,5,6-8,13,14: localité 3072) du synclinal de Moncorvo (N du Portugal). Conodonts from the Ludlow (3,4,7,9-12: locality 1152) and the Pridoli (1,2,5,6-8,13,14: locality 3072) of the Moncorvo syncline (N Portugal). 1,2,5,6,8. *Ozarkodina* ex. gr. *remscheidensis* (ZIEGLER). 1. Élément Pa, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 8407, x 170. 2. Élément Sb, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 1387, x 200. 5. Élément Sc, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 1380, x 200. 6. Élément Pb, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 1383, x 140. 8. Élément Pb, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 8408, x 350. 3,4,7. *Kockelella* cf. *uariabilis* WALLISER. 3. Élément Sa, vue supérieure oblique, *oblique upper view*, MB 8410, x 140. 4. Élément Pa, MB 8671; 4a, vue supérieure, *upper view*, x 170; 4b, vue latérale externe, *outer lateral view*, x 150; 4c, vue latérale interne, *inner lateral view*, x 150. 7. Élément Sc, vue latérale externe, *outer lateral view*, MB 8413, x 250. 9. *Ozarkodina* cf. *excavata* (BRANSON & MERL). Élément Pb, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 8498, x 180. 10. *Kockelella* cf. *absidata* BARRICK & KLAPPER. Élément Pa, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 1377, x 250. 11. *Pseudooneotodus beckmanni* (BRISCHOFF & SANNE-MANN), MB 1390; 11a, vue supérieure, *upper view*, x 350, avec cristal adhérent à l'apex; 11b, vue supérieure oblique, *oblique upper view*, x 350. 12. "*Neoprioniodus latidentatus*" WALLISER. Vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 8425, x 270. 13. *Oulodus elegans* (WALLISER). Élément M, vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 1386, x 250. 14. Élément ramiforme indéterminé. Vue latérale interne, *inner lateral view*, MB 1381, x 350.



les éléments P de cette localité attribués à *O. excavata* et *O. cf. excavata* ressemblent beaucoup à des éléments P de *O. excavata* trouvés par Jeppson dans des échantillons représentatifs soit du "Mulde Event" de cet auteur, soit de la période qui lui succède, c'est-à-dire à partir du Wenlock supérieur, proche de la base de la biozone de graptolites de *Colonograptus praedeubeli*. La première apparition de *Kockelella variabilis*, espèce probablement présente dans la localité 1152, se situe aussi dans cette même biozone de graptolites. Ces nouvelles données montrent que la localité 1152 pourrait appartenir au Wenlock supérieur ou terminal (Kleffner, communication écrite) aussi bien qu'au Ludlow.

En ce qui concerne l'association de conodontes de la localité 3072, son âge silurien est imposé par la présence de *Oulodus elegans*, espèce dont l'extension va du Ludlow terminal jusqu'au Pridoli terminal (Denkler & Harris 1988). Les formes du groupe de *Oz. remscheidensis* n'apportent pas de précision supplémentaire puisqu'elles s'étendent entre le Ludfordien et le Lochkovien inférieur (Denkler & Harris 1985; Kleffner 1995). La présence d'un unique microélément déterminé comme *Oulodus cf. cristagalli* a un intérêt particulier car cette espèce est connue depuis le Pridoli terminal jusqu'au Lochkovien moyen au moins (Denkler & Harris 1988). Son extension dans le Pridoli terminal recouvre partiellement celle de *O. elegans* et précède clairement l'apparition de *Icriodus woschmidti* dans la Formation Keyser des Appalaches centrales (Denkler & Harris 1988) et en diverses localités de cette région. Pour sa part, *I. woschmidti* possède une extension qui embrasse le sommet du Pridoli et la base du Lochkovien, étant présent uniquement dans la base du Dévonien dans les localités ibériques où il a été décrit, dans la Zone Cantabrique, les Chaînes Ibériques et les Pyrénées (voir Valenzuela-Rios 1994). *O. cristagalli* poursuit également sa présence dans le Lochkovien basal des

Appalaches où il est associé à *I. woschmidti* dans diverses localités (Denkler & Harris 1988).

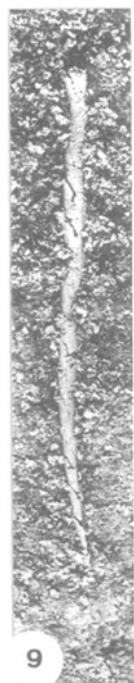
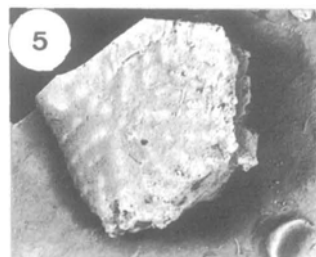
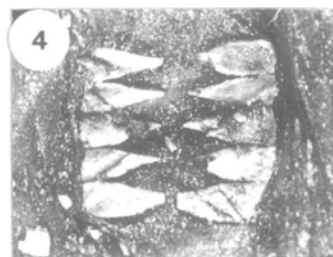
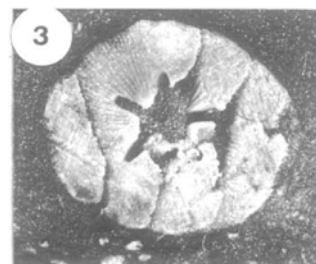
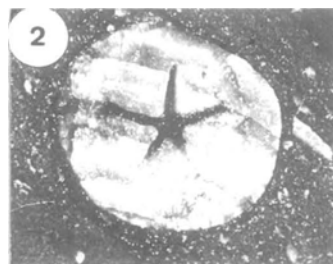
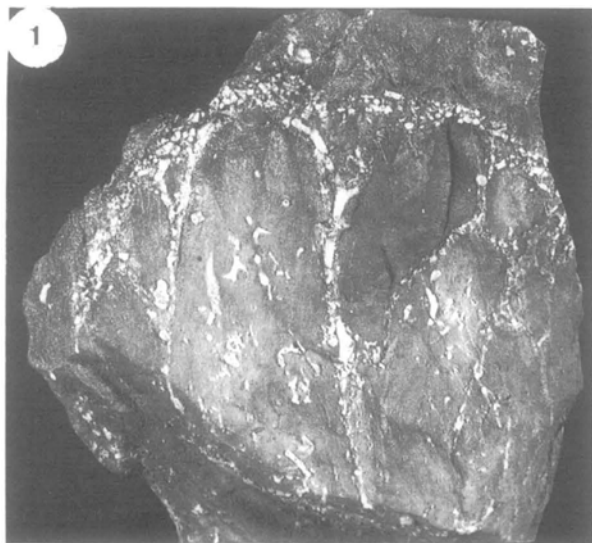
Nous attribuons donc l'association de la localité 3072 au Pridoli terminal (antérieur à l'apparition de *I. woschmidti*) en raison de la coexistence de *O. elegans*, *O. cf. cristagalli* et *Oz. ex gr. remscheidensis* et de l'absence de *I. woschmidti*, taxon par ailleurs abondant et facile à identifier dans les associations ibériques de conodontes du Lochkovien basal.

En résumé, les données biostratigraphiques apportées par les conodontes portugais sont ainsi comparables à celles que fournissent les associations reconnues dans les calcaires siluriens de la "triade thuringienne" de certaines régions du SW de l'Europe et du N de l'Afrique. L'extension connue de ceux-ci va de la Biozone de *A. ploeckensis* du Ludlow jusqu'à la Biozone de *O. remscheidensis remscheidensis* incluse (Barca et al. 1995), comprenant en outre la Sous-zone de *O. elegans detortus*, considérée comme l'extrême sommet du Pridoli. Ces facies de calcaires à scyphocrinoïdes, qui s'intercalent dans une succession de schistes à graptolites, peuvent constituer un niveau unique ou deux ou plusieurs barres calcaires, comme cela paraît être le cas à Moncorvo. La sédimentation carbonatée paraît toujours débiter après le Wenlock puisqu'il n'existe pas, jusqu'à présent, d'évidence de conodontes homériens dans la base des calcaires et que, dans de nombreuses coupes, ceux-ci surmontent des schistes à graptolites du Ludlow basal (Jaeger 1976).

ÉCHINODERMES

Les restes étudiés sont très caractéristiques et proviennent des calcaires des deux localités 3072 et 1152, leur abondance étant plus grande dans la première. Il s'agit d'éléments squelettiques, à différents degrés de désarticulation, appartenant à des crinoïdes Camerata planctoniques de la famille des Scyphocrinitidae Jaekel, dont le déve-

FIGURE 4 - Restes de scyphocrinoïdes (1-5,15), moulages en latex de moules internes de graptolites (6-13) et phyllocaride (14) du Silurien supérieur du synclinal de Moncorvo. Localités fossilifères (*Fossiliferous localities*): 3072 (1-3, 15); 3072A (6-8); 1152B (9-12); AF-5 (13); AF-7 (14); 3153A (5). *Scyphocrinoid remains (1-5,15), latex casts of internal moulds of graptolites (6-13) and phyllocarid (14) from the upper Silurian of the Moncorvo syncline*. 1. Coupe naturelle d'un lobolite montrant les cloisons internes (*natural section of a lobolith showing internal chambers limited by cirral walls*), MG/IGM 7584, x 1,5. 2-3. Columnales (*disarticulated columnals*) de *Scyphocrinites* (col.) sp., MG/IGM 7585, x 5 et MG/IGM 7586a, x 4. 4. Idem, section longitudinale montrant les claustrae (*idem, longitudinal section showing claustrae*), MG/IGM 7586b, x 4. 5. Plaque proximale du calice (*proximal calix plate*), MG/IGM 7587, x 4. 6-7. *Pristiograptus dubius* (SUESS), rhabdosomes conservés en relief dans le plan équatorial d'un nodule (*equatorial plane of a nodule with rhabdosomes preserved in relief*), MG/IGM 7589, x 1,5 et détail d'autres exemplaires entourés de fragments proximaux (*and detail of other specimens surrounded with proximal fragments*), MG/IGM 7590, x 4,5. 8-9. *Monoclimacis cf. flumendosae* (GORTANI), fragments proximaux de rhabdosomes (*proximal fragments of rhabdosomes*), MG/IGM 7591 et 7592, x 4,5. 10-11. *Monograptus flemingii* (SALTER), rhabdosome en vue dorsolatérale (*dorsolateral view*), MG/IGM 7593 et en vue latérale (*and lateral view*), MG/IGM 7594, x 4,5. 12. Monograptidé indéterminé en vue dorsale, montrant le moule de la virgula (*undetermined monograptid, dorsal view showing mould of virgula*), MG/IGM 7595, x 9. 13. *Monoclimacis* ou/ou *Pristiograptus* sp., rhabdosome déformé en vue sub-scalariforme (*deformed rhabdosome in sub-scalariform view*), MG/IGM 7596, x 4,4. 14. *Ceriatocaris* (*Bohemiacaris* ?) sp., réplique en latex de la partie postérieure d'une carapace avec le prételson, le telson et les furcae (*latex cast with pretelson, telson and furcae*), MG/IGM 7597, x 3. 15. Plaque columnale d'un pelmatozoaire indéterminé de morphotype proche de *Bystrowicrinus* (*columnal plate of undetermined pelmatozoan with morphotype reminiscent of Bystrowicrinus*), MG/IGM 7588, x 4.



loppement majeur se place au Pridoli et au Lochkovien. Les restes les plus abondants correspondent à des columnales, isolées ou associées en petit nombre (de 4 à 10), à contour circulaire et à lumen pentaétoilé (Fig. 4.2-3), typiques du genre *Scyphocrinites* (col.). En section longitudinale (Fig. 4.4), on observe, à la connexion entre deux columnales successives, une ample cavité commissurale définie par des champs ligamentaires (jugulae) adjacents, de sorte que le canal axial présente les claustra caractéristiques de ces scyphocrinoïdes (Stukalina 1988). Une seule columnale isolée présente une morphologie quelque peu différente (Fig. 4.15), avec un lumen pentalobé et obtus qui ne paraît pas s'inscrire dans le champ de variation ontogénique du même type de pédoncule. Ce caractère est assez semblable à celui de certaines espèces de *Bystrowicrinus* (col.) du Silurien inférieur. Jusqu'à présent nous n'avons pas trouvé de parties du calice qui permettraient de compléter la description systématique. En revanche, nous avons découvert, dans la localité 3072, des lobolites bien conservés. La présence de cloisons internes irrégulières délimitant des chambres périphériques relativement petites et complexes (Fig. 4.1) constitue un caractère "évolué" de ces organes de flottaison. Les lobolites avec cirres et à structure interne semblable à celle des exemplaires portugais ne sont connus que dans le Pridoli (Haude 1972, 1989, 1992; Haude et al. 1994) bien que Prokop & Petr (1994) étendent leur existence jusqu'au Lochkovien, en Bohême. Un âge Pridoli est parfaitement conforme à celui qu'indiquent les conodontes reconnus dans les mêmes échantillons et peut donc être retenu pour cette localité du "Calcaire à scyphocrinoïdes" du synclinal de Moncorvo. Des niveaux à lobolites, parfois concentrés dans un horizon bien précis, sont connus dans les successions du Pridoli de nombreuses régions d'Europe et d'Afrique du Nord appartenant à la plateforme nord-Gondwanienne (Haude 1972, 1992; Gnoli et al. 1988; Barca et al. 1995). En Péninsule Ibérique, de tels niveaux avaient déjà été reconnus dans les Pyrénées Orientales (Haude 1992) et dans le "Calcaire à *Scyphocrinites*" du nord de la province de Séville (Robardet & Gutiérrez-Marco inédit). D'autres localités à lobolites ont également été reconnues dans la Zone Cantabrique (Jahnke et al. 1983) et dans les Cordillères Bétiques (Rodríguez Cañero et al. 1997).

GRAPTOLITES

Les données présentées dans ce qui suit proviennent de l'étude de matériel nouveau et de la révision du matériel récolté par Romariz et conservé dans les collections de l'Instituto Geológico e Mineiro de Portugal à Lisbonne.

Matériel nouveau

Le matériel nouveau correspond à des nodules contenus dans les schistes sous-jacents au "Calcaire à scyphocrinoïdes". Ces nodules ont été prélevés in-situ et, dans une moindre mesure, récoltés dans des altérites riches en fragments de schistes; dans ce deuxième cas il n'est donc pas exclu qu'il y ait un mélange provenant d'horizons différents. Ceci, s'ajoutant aux difficultés rencontrées pour l'identification taxonomique, limite donc la précision des conclusions stratigraphiques.

Dans ces nodules, les graptolites ont toujours conservé leur volume originel; dans la plupart des cas, les rhabdosomes apparaissent en creux par suite d'une diagenèse rapide avec obturation minérale de l'ouverture des thèques empêchant leur remplissage par le sédiment. Dans ces conditions, le périoderme organique s'est trouvé, lors d'une phase de diagenèse précoce, encroûté par une patine ferrugineuse qui a facilité sa conservation ultérieure. Cette croûte minérale recouvre le rhabdosome sur ses faces interne et externe, de même que les septes interthécaux; on observe également des développements stalactitiques dans la cavité interne du rhabdosome. La conservation du périoderme fusellaire, souvent phosphatisé et de couleur bleutée, existe sous ces recouvrements, surtout dans des exemplaires des localités 3072A et 1152A où s'observe, sur les septes intherthécaux, la suture en zig-zag de segments fusellaires successifs.

Malgré la bonne conservation des détails de la structure du rhabdosome, la morphologie générale et celle des thèques sont difficiles à reconnaître ou ne sont conservées que de manière très fragmentaire. La réalisation de répliques en latex à partir des moules naturels des rhabdosomes (surface externe ou cavité interne revêtue de patine minérale), leur étude en coupe et l'élimination mécanique, difficile, de la matrice permettent d'arriver, de manière très approximative, et pour une petite partie du matériel (Fig. 4.6-13), à des identifications taxonomiques qui se fondent sur la morphologie des thèques et sur les premiers stades de croissance de la colonie conservés dans quelques rares cas.

Tout en gardant en mémoire les difficultés exposées ci-dessus, il apparaît que les graptolites conservés dans les nodules présentent une diversité taxonomique très faible puisque trois formes seulement ont été identifiées, la plus abondante correspondant au genre *Pristiograptus* JAEKEL.

Le matériel le mieux conservé provient de la localité 3072A qui contient *Pristiograptus dubius* (SUESS, 1851), très abondant (Fig. 4.6-7), *Monocli-*

macis cf. *flumendosae* (GoRTANI, 1923), rare (Fig. 4.8), *Monograptus flemingii* (SALTER, 1852), très rare, et un unique fragment de *Streptograptus* ? sp. Dans la localité 1152A, nous avons identifié un fragment distal large de *Pristiograptus* sp. associé à des conodontes (*Kockelella* sp.); dans la localité 1152B, *M.* cf. *flemingii* (Fig. 4.10-11), *P* ex gr. *dubius* et *Monoclimacis* cf. *flumendosae* (Fig. 4.9); au point 2962A, *M.* cf. *flemingii*. A ceci s'ajoutent *P* ex gr. *dubius* et *M.* cf. *flumendosae* dans les nodules AF-8 et un fragment sub-scalariforme de *Pristiograptus* ou de *Monoclimacis* sp. (Fig. 4.13) dans le nodule AF-5 des collections de Lisbonne.

Tous ces graptolites, et en particulier ceux de la localité 3072A, sont des formes typiques du Wenlock au sein duquel elles présentent une large extension (voir par exemple Rickards 1976; Storch 1994), depuis la Biozone à *Cyrtograptus rigidus* - *Cyrtograptus perneri* (Sheinwoodien supérieur) jusqu'à la Biozone à *Cyrtograptus lundgreni* (Homérien basal), incluses, de la zonation de Koren et al. (1995).

Révision des collections de Romariz

Romariz (1969, p. 116, localités 22, 23 et 24) avait étudié et déterminé divers graptolites provenant de ce qu'il désignait, en raison des facies dominants, comme "Valentien (=Llandovery) à facies siliceux". La révision de ce matériel (localités R2a, R3a et b, R23 et R24 de la Fig. 1) conduit à l'actualisation suivante (déterminations de Romariz indiquées "ex" entre parenthèses):

échantillon 734: *Monograptinae* indet. (ex. *Monograptus* sp.); éch. 739: *Pristiograptus* ou *Monoclimacis* sp., conservation scalariforme (ex. *Monograptus* sp.); éch. 740: *Pristiograptus* sp. et monograptidé indéterminable (ex. *M. sedgwickii* et *P. jaculum*); éch. 741: *Monograptus* sp. (ex. *M.* cf. *sedgwickii*); éch. 746: *Monograptus* sp.; éch. 747: graptolite indéterminé (unisérié?) en vue scalariforme (ex. *Climacograptus* ? sp.). Cette révision montre qu'il n'existe aucune donnée démontrant l'existence de graptolites du Llandovery dans les nodules du Silurien de Moncorvo. On peut en outre souligner que les nodules étudiés par Romariz sont, par leur aspect et par l'état de conservation des graptolites, tout à fait identiques à ceux que nous avons récoltés. Compte tenu du fait que tous ces nodules proviennent de plusieurs localités distantes les unes des autres, il paraît très vraisemblable que, dans le synclinal de Moncorvo, les nodules à graptolites soient strictement cantonnés au seul Wenlock.

Romariz (1969, p. 117-118) avait également déterminé des graptolites dans ce qu'il désignait comme "Valentien à facies schisteux"; la partie du matériel conservée à Lisbonne a pu être révisée, avec les résultats suivants.

Dans sa localité 1 (p. 117): localité R1 de la Fig. 1: échantillon 743b: *Glyptograptus tamariscus* (NICHOLSON, 1868) (ex. *Glyptograptus serratus*); éch. 743a: *Metaclimacograptus* sp. (ex. *Climacograptus scalaris scalaris*); éch. 743d: *Monograptus communis* (LAPWORTH, 1876) (ex. *Monograptus nobilis*); éch. 743c et 666: *Rastrites peregrinus* BARRANDE, 1850 (ex. *Rastrites peregrinus socialis*); éch. 666, 731 et 669a: *Monograptus lobiferus* (McCoY, 1850) (ex. *Monograptus sedgwickii*); éch. 671: *Torquigraptus* ? sp. (ex. *Monograptus nobilis*); éch. 731: *Petalolithus* sp. (ex. *Petalolithus primulus*). Nous n'avons pas retrouvé, dans le matériel que nous avons pu réviser, de formes attribuables aux genres *Pristiograptus* et *Monoclimacis* que Romariz citait dans cette localité. L'ensemble des formes reconnues confirme l'âge "Llandovery moyen" proposé par Romariz, c'est à dire Aéronien; cette association est même très vraisemblablement représentative de la Biozone à *Demirastrites convolutus* au sein de laquelle coexistent la plupart des espèces reconnues (voir par exemple, Rickards 1976; Storch 1994).

Dans sa localité 2 (p. 117-118): localités R2a et R2b de la Fig. 1:

Nous n'avons pu retrouver que très peu du matériel original de Romariz: éch. 735: *Rastrites* cf. *linnaei* BARRANDE, 1850 (ex. *Rastrites linnaei*); éch 733 et 735: *Monograptus* ex. gr. *marri* PERNER, 1897 (respectivement ex. *Monograptus lobiferus*, *M. sedgwickii* et ex. *M. lobiferus*). La présence de ces formes confirme l'âge "Llandovery supérieur" donné par Romariz, plus précisément Télychien basal (Biozone à *Rastrites linnaei*); une association de cet âge pourrait contenir des espèces de *Pristiograptus* et de *Parapetalolithus* comme celles mentionnées par Romariz, mais nous ne les avons pas retrouvées dans le matériel que nous avons examiné. Quoi qu'il en soit, les nodules à graptolites et les calcaires à *Orthoceras* et *Monograptus* que Romariz mentionnait dans cette même localité, 250 m à l'E de Céu, correspondent certainement à des horizons stratigraphiques sensiblement différents de celui des schistes à graptolites du Télychien.

Enfin, nous n'avons retrouvé aucun matériel original provenant des localités 3 et 4 de Romariz (1969, p. 118). Toutefois, un échantillon conservé dans la collection Moncorvo, sans indication précise de provenance (n° 674), pourrait correspondre à la localité 3 où Romariz (p. 118) avait signalé *Climacograptus* sp. et *Monograptus* sp. Il étiquette manuscrite de Romariz indique *Monograptus lobiferus* (McCoY) et *Diplograptus* (*Climacograptus*) ? sp. mais il s'agit en fait de restes indéterminables d'un graptolite unisérié et d'un graptolite bisérié conservés dans une matrice argileuse différente de celle des localités précédentes.

En ce qui concerne la localité 4, située au voisinage de l'église de M6s, où Romariz citait une association du Télychien avec deux espèces de *Monograptus* et deux espèces de *Monoclimacis*, les illustrations (Romariz 1969, pl. 3, fig. 7-8) de deux de ces formes ne permettent pas de confirmer les identifications spécifiques, en raison de la mauvaise conservation du matériel et de l'absence de détail photographique.

AUTRES GROUPES FOSSILES

Le "Calcaire à scyphocrinoïdes" contient également des restes de nautiloïdes orthocônes visibles à l'oeil nu mais indéterminables. En outre, quelques rares moules internes d'ostracodes ont été rencontrés dans le résidu léger, lors du traitement effectué pour la recherche des conodontes.

D'autre part, dans un nodule isolé mais provenant des schistes sous-jacents au calcaire (Echantillon AF-7), nous avons découvert l'extrémité postérieure d'une carapace de phyllocaride appartenant au genre *Ceratiocaris* McCoY. Uexemplaire, comprimé latéralement, montre le pré-telson, le telson et les furcae (Fig. 4.14). La grande longueur de celles-ci et les traces de crêtes longitudinales sur la face latérale du telson permettent de déterminer ce spécimen comme *Ceratiocaris* (*Bohemiacaris*?) sp. Cette découverte s'ajoute aux rares formes de ce groupe d'arthropodes déjà connues dans le Silurien du Portugal, Delgado (1908) ayant signalé la présence de *Ceratiocaris* dans le "Silurien supérieur" de Buçaco.

Le genre *Ceratiocaris* domine parmi les phyllocarides connus dans le Silurien de Bohême (Chlupac 1994), dans les quelques cas signalés dans le SW de l'Europe (Chaubet 1937; Gnoli & Serpagli 1984; Racheboeuf 1994), de même que dans le matériel inédit de gisements espagnols.

BIOSTRATIGRAPHIE

Les données paléontologiques nouvelles viennent compléter et modifier les attributions stratigraphiques des auteurs antérieurs. On ne peut plus désormais considérer que le Silurien fossilifère de Moncorvo ne correspond qu'au seul Llandovery comme cela était le plus souvent admis jusqu'à présent, depuis les travaux de Romariz (1969). L'étude des graptolites conservés dans les nodules et dans les schistes situés sous les calcaires à scyphocrinoïdes permet actuellement de:

- confirmer l'existence de niveaux de l'Aéronien, probablement de la Biozone à *Demirastrites convolutus*, et du Télychien, appartenant à la Biozone à *Rastrites linnaei* et probablement aussi à des niveaux plus récents qui ont livré *Monoclimacis crenulata* (ELLES & Wood) dans le gisement étudié par Romariz (1969) au voisinage de l'église de M6s.

- démontrer que les niveaux à nodules à graptolites appartiennent au Wenlock et, plus précisément, à la partie supérieure du Sheinwoodien ou à l'Homérien basal (biozones à *Cyrtograptus rigidus-perneri* et à *C. lundgreni*).

En outre, les calcaires à scyphocrinoïdes appartiennent en partie au Ludlow s.l. (ou au Wenlock supérieur ou terminal: cf. localité 1152) et en partie au Pridoli comme le démontre (cf. localité 3072) la présence de conodontes du Pridoli terminal et celle de lobolites à cirres appartenant à des scyphocrinoïdes connus exclusivement dans des niveaux du Silurien terminal.

Nous n'avons trouvé aucun élément faunique indiquant l'existence de niveaux du Ludlow dans les schistes sous-jacents aux calcaires; mais l'intervalle qui sépare la base de ceux-ci et les niveaux schisteux les plus élevés que nous avons pu exploiter (10 à 40 m, selon les cas) laisse néanmoins une telle possibilité ouverte.

Enfin, on peut aussi envisager qu'une partie au moins des niveaux qui surmontent les calcaires à scyphocrinoïdes puisse appartenir au Lochkovien.

OBSERVATIONS SYSTEMATIQUES SUR LES CONODONTES (PAR SARMIENTO)

Famille PROTOPANDERODONTIDAE Lindstrom, 1970

Genre *Pseudooneotodus* DRYGANT, 1974

Espèce type - *Oneotodus beckmanni* Brschoff & Sannemann, 1958.

Pseudooneotodus beckmanni (Brschoff & Sannemann, 1958)

Fig. 3.11

1990 *Pseudooneotodus beckmanni* (Brschoff & Sannemann); Uyeno, p.99-100; Pl.1, figs. 36-37.

Matériel étudié - 1 élément provenant de la localité 1152.

Observations - L'identification de cette espèce ne présente pas de difficulté, compte tenu de la présence caractéristique d'une unique cuspidé légèrement recourbée et du contour basal subarrondi à triangulaire.

Distribution stratigraphique - Ordovicien moyen
Dévonien inférieur (Cooper 1976).

Famille PRIONIODINIDAE Bassler, 1925

Genre *Oulodus* BRANSON & MERL, 1933

Espèce type - *Cordylodus serratus* Stauffer, 1930.

Oulodus elegans (Walliser, 1964)

Fig. 3.13

1975 *Oulodus elegans* (Walliser); Sweet & Schonlaub, p.51-52; Pl. 1, figs. 7-12.

Matériel étudié - 1 élément M incomplet de l'horizon 3072.

Observations - A cette espèce multiélémentale nous attribuons un élément M mal conservé; malgré son caractère fragmentaire, on peut observer une partie de la cuspidé et de l'unique processus de cette forme. L'identification a été faite par comparaison avec des exemplaires de la Formation du calcaire Keyser de l'ouest de la Virginie (USA) et des exemplaires du Pridoli d'Ossa-Morena. Notre exemplaire ressemble beaucoup à un specimen que Jeppsson (1989) a identifié comme un élément M de *Oulodus elegans detorta*, seul élément de l'appareil de cette espèce qui ne possède pas de petits denticules entre les plus grands.

Distribution stratigraphique - Ludlow supérieur-Pridoli terminal (Kleffner 1989). Si les ressemblances avec *Oulodus elegans detorta* étaient confirmées par du matériel nouveau, cette sous-espèce permettrait d'attribuer la localité 3072 au Pridoli terminal.

Oulodus cf. cristagalli (ZIEGLER, 1960)

Fig. 2.18

cf. 1988 *Oulodus cristagalli* (ZIEGLER); Denkler & Harris, p.B9-B10; Pl. 1, figs. I-T.

Matériel étudié - 1 élément Pbl du niveau 3072.

Observations - Nous comparons à cette espèce un unique élément Pbl presque complet et recristallisé qui correspondrait au morphotype cristagalliforme dans la reconstruction multiélémentale de Denkler & Harris (1988). Celui-ci se reconnaît à ses processus de longueur différente qui s'incurvent dans des directions opposées et qui portent de petits denticules à section transversale subarrondie; la cavité basale est typique des éléments de *Oulodus*.

Une comparaison de notre exemplaire avec d'autres morphotypes qui occupent une position semblable dans l'appareil des autres espèces siluriennes du genre montre que l'ensemble des caractères observés le rapprochent uniquement de *O. cristagalli*. Toutefois, compte tenu du caractère unique et incomplet de ce specimen, nous avons choisi de le laisser en nomenclature ouverte.

Distribution stratigraphique - Pridoli terminal-Lochkovien moyen, selon Denkler & Harris (1988).

Famille SPATHOGNATHODONTIDAE Hass, 1959

Genre *Ozarkodina* BRANSON & MEHL, 1933

Espèce type - *Ozarkodina typica* BRANSON & MEHL, 1933.

Ozarkodina confluens BRANSON & MEHL, 1933

Fig. 2.3, 11, 14, 16

1995 *Ozarkodina confluens* (BRANSON & MEHL); Simpson & Talent, p. 142-146; Pl. 7, figs. 26-27; Pl. 8, figs. 1-6 (avec synonymie complète).

Matériel étudié - 2 éléments Pa, 1 élément Pb, 1 élément M, 1 élément Sa qui est attribué à cette espèce avec certaines réserves, provenant tous de l'échantillon 1152.

Observations - Pour l'élément Pa de cette espèce de grandes variations morphologiques ont été reconnues. Klapper & Murphy (1975) ont distingué cinq morphotypes informels dans la Formation Roberts Mountains (Nevada); Helfrich (1975) a identifié trois sous-espèces dans l'anticlinal Wills Mountain (Virginia); Viira (1983) a défini six sous-espèces dans l'Est de la Baltique; Simpson & Talent (1995) ont reconnu deux types d'éléments Pa dans les collections du Sud-Est de l'Australie. Tous ces auteurs s'accordent pour signaler que ces variations morphologiques n'ont pas de valeur chronologique et qu'elles résultent probablement de facteurs de type écologique.

Dans les exemplaires portugais que nous avons attribués à la position Pa de cette espèce, la cavité basale est faiblement développée et les denticules sont droits à légèrement inclinés et fusionnés sur une grande partie de la longueur; leur section transversale est lenticulaire, avec des bords antérieur et postérieur aigus. Ces caractères les assimilent au morphotype a de Klapper & Murphy (1975).

L'élément Pb a un degré de variabilité intraspécifique moins grand, bien que Rexroad et al. (1978) aient proposé une sous-espèce sur la base de reconstructions multiélémentales à éléments Pb différents.

Distribution stratigraphique - Walliser (1964) a reconnu ce taxon depuis la Biozone de *Polygnathoides siluricus* jusqu'à un niveau précédant l'apparition de *Icriodus woschmidti* (Ludfordien basal - Pridoli terminal) dans les Alpes Carniques. Kleffner (1989) a signalé une extension correspondant aux biozones de *Kockelella ranuliformis* et de *Kockelella amsdeni* jusqu'avant la base du Dévonien (Homérien-Pridoli),

Ozarkodina excavata (BRANSON & MEHL, 1933)

Fig. 2.1, 2, 4-10, 12, 13, 15, 17

1995 *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL); Simpson & Talent, p. 147-153; Pl. 8, figs. 16-25; Pl. 9, figs. 1-24 (avec synonymie complète),

Matériel étudié - 5 éléments Pa, 2 éléments Pb, 5 éléments Sa, 8 éléments Sb, 6 éléments Sc, tous de l'échantillon 1152.

Observations - Nous avons identifié dans notre collection tous les éléments, à l'exception de l'élément M, de cette espèce qui représente le taxon le plus abondant de l'échantillon 1152.

Les différences morphologiques observées entre des éléments qui occupent la même position dans l'appareil conodontal sont très grandes alors qu'il s'agit d'un seul et même niveau stratigraphique et qu'elles ne peuvent donc pas être attribuées à des facteurs de type écologique. Cependant, l'analyse des publications concernant cette espèce nous

a montré que pratiquement tous ces éléments ont été considérés par divers auteurs comme appartenant à *Oz. excavata*.

Cette espèce est une des formes les plus abondantes du Silurien supérieur et présente également une large distribution géographique. Les variations morphologiques décrites pour les six éléments qui constituent l'appareil sont considérables, et cela est particulièrement notoire pour l'élément Pa, bien qu'il ait été montré que ces variations ne paraissent pas obéir à un facteur chronologique (Barrick & Klapper 1976; Jeppsson 1975; Bischoff 1986).

Distribution stratigraphique - Depuis la Biozone de *Kockelella patula* jusqu'au Dévonien Inférieur (Walliser 1964); Barrick & Klapper (1976) ont étendu la distribution de ce taxon, fixant son apparition à la base de la Biozone de *Kockelella ranuliformis* (Wenlock inférieur bas).

Ozarkodina cf. *excavata* (BRANSON & MEHL, 1933)

Fig. 3.9

cf. 1976 *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MERL); Barrick et Klapper, p. 78 -79; PL 4, figs. 13-23, 26.

Matériel étudié - 1 élément Pb du niveau 1152.

Observations - Nous rapportons à cette espèce, en nomenclature ouverte, un élément Pb, partiellement conservé, qui se caractérise par un bord inférieur très arqué. La diagnose de l'espèce mentionne la possibilité d'une légère courbure de ce bord inférieur mais ce caractère est très marqué sur notre matériel bien qu'il soit incomplet.

Ozarkodina ex gr. *remscheidensis* (ZIEGLER, 1960)

Fig. 3.1,2,5,6,8

Matériel étudié - 1 élément Pa, 2 éléments Pb, 2 éléments Sb, 2 éléments Sc, du niveau 3072.

Observations - Nous avons jugé opportun de rapporter certains éléments étudiés au groupe de *Oz. remscheidensis* et non à l'espèce elle-même dans la mesure où des doutes existent quant à leur identification.

Valenzuela-Rfos (1994) a analysé et discuté l'attribution à ce taxon d'éléments Pa de morphologie différente, signalant que, sous la notion de variabilité intraspécifique, y avaient été inclus des éléments correspondant à différentes espèces. Certains des éléments qui avaient été identifiés, par divers auteurs, comme *Oz. remscheidensis* furent mis en synonymie avec *Oz. eladioi* VALENZUELA-RÍOS, 1994; toutefois, cet auteur reconnaît qu'il existe des formes qui ne peuvent être attribuées à aucun des taxons connus. Selon Gong et Carls (in Valenzuela-Rfos 1994), dans l'intervalle Ludlow-Lochkovien, se succèdent divers taxons nouveaux et non dénommés qui ont été confondus ou interprétés de manière erronée comme appartenant à *Oz. eosteinhornensis* ou *Oz. remscheidensis*.

Au sein de notre matériel, nous devons souligner la présence d'un élément Pa dont la cavité basale se situe dans la moitié postérieure et qui montre des expansions latérales proéminentes, fortement asymétriques. Ce caractère s'observe également sur des spécimens identifiés par Carey & Bolger (1995, figs I,J) comme *Ozarkodina* sp. cf. *remscheidensis remscheidensis*, dans des niveaux correspondant à la Biozone de *Eognathodus sulcatus* (Praguien inférieur) de Victoria (Australie). D'autre part, les denticules paraissent avoir atteint une hauteur semblable mais on observe des différences notables en ce qui concerne la largeur qu'occupent, par rapport aux autres, le plus antérieur et le plus postérieur des denticules conservés.

Nous avons également reconnu d'autres éléments (Sb, Sc) dont l'attribution à l'espèce *Oz. remscheidensis* s.l. ne présente pas de difficulté et qui montrent de grandes ressemblances avec les exemplaires figurés par Jeppsson (1989, Pl. 3, figs. 16-18) dans le niveau 12 du Silurien terminal de Klouk (République Tchèque). D'autre part, les éléments Pb de notre collection diffèrent de ceux qu'a figuré cet auteur, mais ils sont très semblables aux formes décrites et illustrées par Walliser (1964, Pl. 7, fig. 14; Pl. 26, figs. 7, 9, 10) comme *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER (= Pb).

Distribution stratigraphique - En accord avec Gong et Carls (in Valenzuela-Rfos 1994), *Oz. remscheidensis remscheidensis* s.s est limitée au Lochkovien inférieur. Selon la Sous-Commission Internationale de Stratigraphie du Silurien (ICS-IUGS, 1995), *Oz. remscheidensis* définit une biozone d'intervalle qui s'étend de la base du Pridoli jusqu'à la base de la Biozone de *Oz. eosteinhornensis-Oulodus elegans detorta* qui caractérise le Pridoli terminal. Pour leur part, Denkler & Harris (1985) attribuent cette espèce (s.l.) à l'intervalle Ludlow supérieur-Lochkovien inférieur.

Famille KOCKELELLIDAE Klapper, 1981

Genre *Kockelella* WALLISER, 1957

Espèce type - *Kockelella variabilis* WALLISER, 1957

Kockelella cf. *variabilis* WALLISER, 1957

Fig. 3.3,4,7

cf. 1995 *Kockelella variabilis* WALLISER; SIMPSON & TALENT, p. 137-138; PL 6, figs. 8-17 (avec synonymie complète)..

Matériel étudié - 1 élément Pa, 2 éléments Sa et 1 élément Sc, de l'échantillon 1152.

Observations - Nous n'avons identifié, en nomenclature ouverte, que trois des six éléments qui constituent cette espèce multiélémentale, correspondant aux positions Pa, Sa et Sc. L'élément Pa est représenté par un fragment où s'observe une partie de la carène centrale, qui apparaît légèrement courbe, et les parties proximales des processus latéraux: le processus externe est denticulé et semble bifurqué alors que le processus interne ne

montre pas de denticules; la cavité basale occupe toute la surface inférieure du fragment. Cet élément est très semblable à celui que Sanz-López a figuré et attribué à *K. variabilis* (1995, Pl. 4, fig. 5) dans le niveau M30 de Figuerola (Catalogne).

Dans l'élément Sa (trichonodeliforme), les bords inférieurs des processus latéraux font un angle inférieur à 90°, les denticules sont robustes et discrets, avec une section transversale arrondie. L'élément Sc montre un processus antérieur courbe et dirigé vers le bas et les denticules ont une section transversale subarrondie. Ces deux éléments sont très semblables à ceux qui ont été figurés par Serpagli (1970) comme *Trichonodella inconstans* WALLISER = Sa (Pl. 22, figs 7-8) et *Ligonodina silurica* BRANSON & MEHL = Sc (Pl. 22, fig. 10) dans du Ludlow de l'Ouest de la Sardaigne.

Distribution stratigraphique - L'espèce *Kockelella variabilis* s. str. a été reconnue par Walliser (1964) dans l'intervalle de ses biozones de *Ozarkodina* ? *crassa* et *Polygnathoides siluricus* (Wenlock terminal? ou Ludlow inférieur, à Ludlow supérieur); Aldridge (1985) le cite dans le Wenlock terminal ou la base du Ludlow en Irlande, et dans le Gorstien supérieur du Welsh Borderland. Pour sa part, Kleffner (1995) lui attribue une extension plus grande, embrassant la totalité des biozones de *Oz.* ? *crassa*, *Ancoradella ploeckensis*, *Polygnathoides siluricus* et *Pedavis latialata* (Homérien moyen - Ludfordien inférieur). Dans notre matériel, *K. cf. variabilis* a été déterminée dans l'association de la localité 1152, d'âge probablement Ludlow s.l.

Kockelella cf. *absidata* BARRICK & KLAPPER, 1976

Fig. 3.10

cf. 1976 *Kockelella absidata* nov. sp. BARRICK & KLAPPER, p. 73-74; Pl. 2, figs. 15-16.

Matériel étudié - 1 élément Pa du niveau 1152.

Observations - Nous comparons à cette espèce un unique élément, partiellement conservé, qui occuperait la position Pa dans l'appareil conodontal. Cet exemplaire montre des caractères qui coïncident, en partie, avec la diagnose de ce taxon (Barrick & Klapper 1976 p. 73).

Néanmoins, la taille relative des processus (tous deux fragmentés aux extrémités) et le caractère unique de ce spécimen nous conduisent à le laisser en nomenclature ouverte.

Distribution stratigraphique - Barrick & Klapper (1976) mentionnent la présence de cette espèce entre leurs biozones de *Kockelella amsdeni* et de *Kockelella variabilis* dans la Formation Clarita en Oklahoma; Kleffner (1989) indique pour ce taxon "un intervalle qui s'étend depuis la biozone de *K. amsdeni* - *K. ranuliformis* jusqu'à celle de *Polygnathoides siluricus* (Sheinwoodien-Ludfordien).

"Neoprioniodus latidentatus" WALLISER, 1964

Fig. 3.12

1964 *Neoprioniodus latidentatus* nov. sp. Walliser, p. 50; Pl. 8, fig. 15; Pl. 29, figs. 34-35.

Matériel étudié - 1 élément du niveau 1152.

Observations - Nous identifions ainsi, en morphotaxonomie, un élément unique bien conservé qui occuperait la position M dans une espèce multiélémentaire encore inconnue. Cet élément présente des caractéristiques très proches de celles du morphotype M de *Ozarkodina excavata* (BRANSON & MEHL) qui existe dans l'association étudiée: il en diffère toutefois par son processus postérieur moins descendant et par la marge aigue antéro-basale de la cuspside qui se développe comme une courte anticuspside. D'autre part, la morphoespèce *N. latidentatus* n'est pas incluse dans la reconstruction multiélémentaire de *Oz. excavata*.

Distribution stratigraphique - Walliser (1964) a identifié ce morphotype depuis la Biozone de *Ancoradella ploeckensis* jusqu'au Dévonien Inférieur. Wang & Ziegler (1983) ont illustré cette forme dans du matériel du Silurien du Tibet.

Éléments ramiformes indéterminés

Fig. 2.14

Matériel étudié - 4 éléments S du niveau 3072.

Observations - Sous cette appellation nous incluons des éléments ramiformes qui occuperaient la position S dans une ou plusieurs espèces non identifiées. Ces formes sont toutes de très petite taille et paraissent recristallisées, ce qui rend pratiquement impossible l'observation du type de denticulation, d'autant plus que toutes montrent des preuves de déformation.

CORRÉLATIONS ET REMARQUES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Au-delà des précisions litho- et biostratigraphiques qu'elle apporte, la découverte de calcaires pélagiques du Ludlow et du Pridoli dans le N du Portugal est importante dans la mesure où elle concerne une région dont le contexte paléogéographique restait mal connu ou était considéré par beaucoup comme de type centre-ibérique.

Comme cela a été établi par Jaeger (1976), Jaeger & Robardet (1979), Robardet (1982), Barca & Jaeger (1990) pour l'ensemble de l'Europe centrale et méridionale et l'Afrique du Nord, la présence de "calcaires à scyphocrinoïdes" (Ockerkalk, Calcaires à Scyphocrinites) caractérise des successions siluriennes de type pélagique: ces calcaires s'intercalent dans un ensemble de schistes noirs à graptolites, continu depuis le Silurien basal jusqu'au Dévonien inférieur inclus et les successions du type de la "triade" thuringienne (Schistes à Graptolites inférieurs - Ockerkalk - Schistes à Graptolites supérieurs) sont considérées comme correspondant à des parties externes, distales, de la plate-forme nord-gondwanienne.

La présence d'importantes concentrations de phosphates en grains à l'intérieur des nodules à graptolites des localités 3072A, 1152A et 1152B (Wenlock) est un fait singulier, sans équivalent dans le reste du Massif Hespérique. En revanche, de tels nodules à phosphorite sont bien connus dans les "Schistes à Graptolites Inférieurs" de la "triade thuringienne" d'Allemagne et de Sardaigne (Troger & Freyer 1959; Barca & Jaeger 1990), et ceci constitue un argument supplémentaire en faveur d'une étroite corrélation entre ces facies et ceux du synclinal de Moncorvo.

Dans les régions dont les successions sont les plus semblables à celle de Moncorvo (Zone d'Ossa Morena, S.E. de la Sardaigne et Thuringe), l'âge des calcaires pélagiques à scyphocrinoïdes varie peu d'une région à l'autre. Dans la zonation de Koren et al. (1995), cette sédimentation carbonatée débute à l'intérieur de la Biozone de *Lobograptus scanicus* du Gorstien supérieur en Thuringe et pratiquement au même moment dans le SE de la Sardaigne, dans la biozone de conodontes de *Ancoradella ploeckensis*; elle semble légèrement plus tardive dans la Zone d'Ossa Morena en Espagne où, très vraisemblablement, elle ne commence que dans le Ludfordien, après des niveaux à *Pristiograptus dubius thuringicus*. Elle s'achève avec certitude dans la Biozone de *Monograptus boucek i* - *Colonograptus ? transgrediens* en Thuringe et en Ossa Morena, comme sans doute aussi dans le SE de la Sardaigne (Piçarra et al. 1998).

La présence de scyphocrinoïdes caractérise habituellement les niveaux supérieurs de ces unités calcaires et se prolonge jusque dans le Lochkovien (Jaeger 1976, 1977). Toutefois, leur présence a déjà été constatée dans le Ludlow inférieur de Grande Bretagne (Sevastopulo et al. 1989) et dans le Ludlow supérieur du synclinal du Sil, dans le NW de l'Espagne (Rabano et al. 1993). C'est également le cas de la localité 1152 de Moncorvo où des restes de scyphocrinoïdes coexistent avec des conodontes du Ludlow.

L'ensemble des données recueillies dans le synclinal de Moncorvo concorde bien avec le cadre biostratigraphique exposé ci-dessus; elles laissent donc ouverte la possibilité de pouvoir, dans le futur, situer la limite Silurien-Dévonien dans la partie de la succession argileuse qui surmonte les calcaires à scyphocrinoïdes. Les difficultés locales ne permettent pas, actuellement, de savoir si une partie des calcaires cartographiés au coeur du synclinal de Moncorvo appartient au Dévonien inférieur, comme c'est le cas dans des régions proches, en Espagne, comme le synforme de Alcañices (province de Zamora) et les synclinaux du Sil et de Peiialba (provinces de León et de

Orense). Dans le synforme de Alcañices la succession silurienne des unités autochtones centre-ibériques est plus épaisse et à caractère flyschoidé à partir du Ludlow, à lithologie plus variée, et des intercalations ou des unités calcaires du Pridoli et du Lochkovien y ont été reconnues (Aldaya et al. 1976; Truyols-Massoni & Quiroga 1981; Quiroga 1982; Vacas et Martinez Catalan 1987; Sarmiento et al. 1997). Dans les synclinaux du Sil et de Peiialba, la sédimentation carbonatée ne commence que dans le Dévonien mais les fossiles siluriens sont de type bohémien et représentatifs du "magnafacies hercynien" (Drot & Matte 1967; Truyols-Massoni 1986; Rabano et al. 1993); les niveaux du Pridoli sont ici essentiellement argileux et livrent des graptolites de la Biozone à *Colonograptus ? ultimus* (Piçarra et al. 1998).

A l'exception de celle de la Zone Cantabrique, les successions siluriennes du NW de la Péninsule contrastent par rapport à celles qui prédominent dans la plupart des régions du Massif Hespérique, en Espagne et au Portugal, et du Massif Armoricaïn, en France. Celles-ci montrent, à partir du Ludlow ou du Pridoli, d'importants apports arénacés qui se traduisent par d'épaisses séquences d'alternances argilo-gréseuses et par des unités gréseuses, ces dernières se développant en particulier au Lochkovien: ces successions sont considérées comme des dépôts de plate-forme interne peu profonde recevant des apports terrigènes importants provenant de terres émergées relativement proches.

L'ensemble de ces données nous conduit à considérer la région de Moncorvo comme partie intégrante d'un domaine paléogéographique bien différencié dans le N de la Zone Centre Ibérique où les sédiments et les faunes présentent des caractères plus profonds et plus distaux que dans les secteurs plus méridionaux luso-alcudiens.

L'existence, dans le NW de la Péninsule Ibérique, d'une région présentant, au Silurien, des caractères originaux par rapport aux régions centre ibériques, avait déjà été envisagée par Iglesias et Robardet (1980) pour la "Zone de Galice moyenne - Tras os Montes" de Matte (1968) et Ribeiro (1974). L'originalité mentionnée concernait surtout l'épaisseur de la sédimentation, la très grande variété des faciès lithologiques et l'importance des manifestations volcaniques au cours du Silurien; elle était interprétée comme un fait à valeur régionale, sans être intégrée dans un schéma paléogéographique de l'ensemble du SW de l'Europe alors encore très mal défini.

Ultérieurement, Robardet & Gutiérrez-Marco (1990b) avaient, pour l'ensemble du Paléozoïque inférieur, considéré la partie nord de la Zone Centre Ibérique comme une région de transition

vers un domaine nord-ibérique incluant également la partie sud de la France (Pyrénées, Aquitaine, Montagne Noire) mais cette notion restait vague et peu argumentée.

Plus récemment, l'étude des trilobites du Ludlow supérieur des synclinaux de Peñalba et du Sil (Rabano et al. 1993) a montré les affinités que les faunes du NW de l'Espagne, comme celles de Catalogne et des Pyrénées, présentaient avec la Bohême, apportant ainsi des arguments plus précis en faveur de l'existence d'un domaine paléogéographique nord-ibérique distinct du domaine centre-ibérique.

La présente étude du Silurien du synclinorium de Moncorvo, et en particulier la mise en évidence du "Calcaire à scyphocrinoïdes" d'âge Pridoli, apporte une confirmation claire de l'originalité, durant le Silurien, de cette région par rapport aux régions centre-ibériques plus méridionales et de son appartenance aux parties les plus distales et les plus externes de la plate-forme nord-gondwanienne.

Remerciements - Les auteurs remercient: le Dr. J. Sanz Lapez (Université de A Coruna) pour ses critiques précieuses et les précisions apportées dans la détermination des conodontes, le Dr. Harris (U.S. Geological Survey, Reston, Virginia) pour les collections de conodontes et les échantillons de la Formation Keyser (Appalaches) qu'elle nous a fournis, le Dr. Oliveira (Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa) pour la lecture critique du manuscrit et Uly Martin pour les photographies et pour le traitement des microphotographies réalisées au Centre de Microscopie Electronique de l'Universidad Complutense de Madrid. Ils remercient également les deux rapporteurs, Drs. Garcia-Lopez et Kleffner, pour leurs remarques constructives et (M.A.K.) pour son aide dans l'identification de certains conodontes et les informations inédites qu'il leur a communiquées. Les missions de terrain à Moncorvo de JCG-M et IR ont été financées par l'Action Intégrée Hispano-Portugaise HP93-II et celles de JAR et JMP par l'Instituto Geológico e Mineiro de Portugal. La participation de JMP au présent travail se place en partie dans le cadre du projet de recherche de l'IGM "Estudo estratigráfico do Paleozóico inferior do sector de Estremoz-Barrancos. Bioestratigrafia do Silérico" dont il est chargé. Ce travail est une contribution aux Projets 351 et 421 du Programme International de Corrélation Géologique et au Projet Iberian Variscides du programme Europrobe. Pour JMP et MR, la mise au point du manuscrit a été facilitée par le projet 061-BO du Programme de Coopération Scientifique et Technique Franco-Portugais.

RÉFÉRENCES

- ALDAYA F., CARLS P., MARTÍNEZ-GARCÍA E. & QUINTANA J.L. 1976 - Nouvelles précisions sur la série de San Vitero (Zamora, nord-ouest de l'Espagne). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, D, 283: 881-883.
- ALDRIDGE R.J. 1985 - Conodonts of the Silurian System of the British Isles. In HIGGINS A.C. & AUSTIN R.L. (eds), *A Stratigraphical Index of Conodonts*: 68-93. Ellis Horwood, Chichester.
- BARCA S. & JAEGER H. 1990 - New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE-Sardinia. Close affinity with Thuringia. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, 108: 565-580.
- BARCA S., CORRADINI C., FERRETTI A., OLIVIERI R. & SERPAGLI E. 1995 - Conodont biostratigraphy of the "Ockerkalk" (Silurian) from southeastern Sardinia. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 100: 459-476.
- BARRICK J.E. & KLAPPER G. 1976 - Multielement Silurian (Late Llandoveryan - Wenlockian) conodonts of the Clarita Formation, Arbuckle Mountains, Oklahoma and the phylogeny of Kockelella. *Geologica et Palaeontologica*, 10: 59-98.
- BRÜSCHOFF G.C.O. 1986 - Early and Middle Silurian conodonts from midwestern New South Wales. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 89, 337 p.
- CAREY P. & BOLGER P.F. 1995 - Conodonts of disparate Lower Devonian zones, Wilson Creek Shale, Tyers-Walhalla area, Victoria, Australia. *Alcheringa*, 19: 73-86.
- CHAUBET M.C. 1937 - *Contribution à l'étude géologique du versant méridional de la Montagne Noire*. Charité (impr.), Montpellier, 224 p.
- CHLUPAC I. 1994 - Assemblages of phyllocarid crustaceans in the Silurian and Devonian of Bohemia and their analogues. *Geologica et Palaeontologica*, 28: 1-25.
- COOPER B.J. 1976 - Multielement conodonts from the St. Clair Limestone (Silurian) of southern Illinois. *Journal of Paleontology*, 50: 205-217.
- DENKLER K.E. & HARRIS A.G. 1985 - Conodont biofacies and biostratigraphy of Upper Ludlow-Pridoli shallow-water carbonates in the central Appalachians, USA. In ALDRIDGE, J.R., AUSTIN R.L. & SMITH M.P. (eds), *Fourth European Conodont Symposium (ECOS IV)*, abstracts: 8-9.
- DEBKLER K.E. & HARRIS A.G. 1988 - Conodont-based determination of the Silurian-Devonian boundary in the Valley and Ridge Province, northern and central Appalachians. *United States Geological Survey Bulletin*, 1837: B1-B13.
- DIÉZ BALDA M.A., VEGAS R. & GONZÁLEZ-LEÓN F. 1990 - Central-Iberian Zone. Autochthonous sequences. Structure. In DALLMEYER R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag: 172-188.
- DROT J. & MATTE P. 1967 - Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (NW de España). *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 93: 87-92.
- DUARTE M.L., COUTINHO J., BARROS R. & RIBEIRO A. 1966 - Estudos geológicos no sinclinal de Moncorvo. *Boletim de Minas*, 3: 51-53.
- EPSTEIN A.G., EPSTEIN J.B. & HARRIS L.D. 1977 - Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. *United States Geological Survey Professional Paper*, 995, 27 p.
- GARCÍA-LÓPEZ S., RODRÍGUEZ-CANERO R., SANZ-LÓPEZ J., SARMIENTO G.N. & VALENZUELA-RÍOS J.I. 1994 - Conodonts siléricos de Europa meridional y África septentrional. *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología, Madrid*: 84-88.
- GARCÍA-LÓPEZ S., RODRÍGUEZ-CANERO R., SANZ-LÓPEZ J., SARMIENTO G. & VALENZUELA-RÍOS J.I. 1996 - Conodonts and episodios carbonatados en el Silúrico de la Cadena Hercínica meridional y el Dominio Sahariano. *Revista Española de Paleontología*, n° extr. 1996: 33-57.
- GILBARGUCHI J.I. & ARENAS R. 1990 - Metamorphic Evolution of the Allochthonous Complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. In DALLMEYER R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag: 237-246.
- GNOLI M. & SERPAGLI E. 1984 - Evidence of phyllocarid remains from Silurian-Devonian boundary beds in southwestern Sardinia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 198 (5): 257-268.
- GUTIÉRREZ-MARCO J.C., SAN JOSÉ M.A. DE & PIERREN A.P. 1990 - Central-Iberian Zone, Autochthonous sequences: Post-

- Cambrian Palaeozoic stratigraphy. In DALLMEYER R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag: 160-171.
- HAUDE R. 1972 - Bau und Funktion den *Scyphocrinites*-Lobolithen. *Lethaia*, 5: 95-125.
- HAUDE R. 1989 - The scyphocrinoids *Carolicrinus* and *Camarocrinus*: 170-178. In JAHNKE H. & SM Y., The Silurian-Devonian boundary strata and the Early Devonian of the Shidian-Baoshan area (W. Yunnan, China). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 110: 137-193.
- HAUDE R. 1992 - Scyphocrinoiden, die Bojen-Seelilien im htihen Silur-tiefen Devon. *Palaeontographica*, A, 222 (4-6): 141-187.
- HAUDE R., JAHNKE H. & WALLISER O.H. 1994 - Scyphocrinoiden an der Wende Silur/Devon. *Aufschluss*, 45: 49-55.
- HELFRICH C.T. 1975 - Silurian conodonts from the Wills Mountain Anticline, Virginia, west Virginia, and Maryland. *Geological Society of America*, Sp. pap., 161, 82 p.
- IGLESIAS M. & ROBARDET M. 1980 - El Sihirico de Galicia Media (Central) su importancia en la paleogeografia varisca. *Cuadernos do Laboratorio Xeol6xico de Laxe*, 1:99-115.
- JAEGER H. 1976 - Das Silur und Unterdevon vom thuringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Beteudung. In Franz-Kosmat-Symposion, *Nova Acta Leopoldina*, 45 (224): 266-299.
- Jaeger H. 1977 - The Silurian-Devonian boundary in Thuringia and Sardinia. In The Silurian-Devonian boundary. *International Union of Geological Sciences*, A, 5: 117-125.
- JAEGER H. & ROBARDET M. 1979 - Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la province de Séville (Espagne). *Geobios*, 12, 5: 687-714.
- JAHNKE H., HENNA A., MADER H. & SCHWEINEBERG J. 1983 - Silur und Devon im Arauz-Gebiet (Prov. Palencia, N-Spanien). *Newsletters on Stratigraphy*, 13: 40-66.
- JEPPSSON L. 1975 - Aspects of Late Silurian conodonts. *Fossils and Strata*, 6, 54 p.
- JEPPSSON L. 1989 - Latest Silurian conodonts from Klonk. *Geologica et Palaeontologica*, 23: 21-37.
- KLAPPER G. & MURPHY M.A. 1975 - Silurian-Lower Devonian conodont sequences in the Roberts Mountains Formation of central Nevada. *California University Publications in Geological Sciences*, 111, 62 p.
- KLEFFNER M.A. 1989 - A conodont-based Silurian chronostratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 904-912.
- KLEFFNER M.A. 1995 - A conodont and graptolite-based Silurian chronostratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 53: 159-176.
- KOEN T.N., LENZ A.C., LOYDELL D.K., MELCHIN M.J., STORCH P. & TELLER L. 1995 - Generalized graptolite zonal sequence defining Silurian time intervals for global paleogeographic studies. *Lethaia*, 28: 137-138.
- LENZ A.C., ROBARDET M., GUTIÉRREZ-MARCO J.C. & PIÇARRA J.M. 1997 - Devonian graptolites from southwestern Europe - a review with new data. *Geological Journal*, 31: 349-358.
- MATTE P. 1968 - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue de Géologie Alpine*, 44, 128 p.
- OLIVEIRA J.T., PEREIRA E., PIÇARRA J.M., YOUNG T. & ROMANOM. 1992 - O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In GUTIÉRREZ-MARCO J.C., SAAVEDRA J. & RABANO I. (eds), *Paleozoico Inferior de Ibero-America*. Universidad de Extremadura: 359-375.
- OLIVIER! R. & SERPAGLI E. 1990 - Latest Silurian-early Devonian conodonts from the Masan Porcus Section near Fluminimaggiore, southwestern Sardinia. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 29 (1): 59-76.
- PEREIRA E. 1988 - Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica. Evolução Geodinâmica. *Geonovas*, 10: 13-35.
- PIÇARRA J.M., GUTIÉRREZ-MARCO J.C., LENZ A.C. & ROBARDET M. 1998 - Pridoli graptolites from the Iberian Peninsula: a review of previous data and new records. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35: 65-75.
- PIÇARRA J.M., REBELO J.A., SARMIENTO G.N., ROBARDET M., GUTIÉRREZ-MARCO J.C. & RABANO I. 1995 - Descoberta de conodontes e scyphocrinídeos em calcários silúricos do sinclinal de Moncorvo e sua importância bioestratigráfica e paleogeográfica. *Memória do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto*, 4: 117-120.
- PROKOP R.J. & PETR V. 1994 - A note on the phylogeny of Scyphocrinitid crinoids. *Acta Universitatis Carolinae*, Ser. Geologia, 1-2 (1992): 31-36.
- QmROGA J.L. 1982 - Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 12: 205-226.
- RABANO I., GUTIÉRREZ-MARCO J.C. & ROBARDET M. 1993 - Upper Silurian Trilobites of Bohemian affinities from the West Asturian-Leonese zone (NW Spain). *Geobios*, 26, 3: 361-376.
- RACHEBOEUF P.R. 1994 - Silurian and Devonian phyllocarid crustaceans from the Massif Armoricain, NW France. *Revue de Paléobiologie*, 13 (2): 281-305.
- REBELO J.A. & ROMANO M. 1986 - A Contribution to the pthostratigraphy and Palaeontology of the Lower Palaeozoic Rocks of the Moncorvo Region, Northeast Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 72: 45-57.
- REJEBIAN V.A., HARRIS A.G. & HUBNER J.S. 1987 - Conodont colour and texture! alteration: an Index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 471-479.
- REWROD C.B., NOLAND A.V. & POLLOCK C.A. 1978 - Conodonts from the Louisville Limestone and the Wabash Formation (Silurian) in Clark County, Indiana and Jefferson County, Kentucky. *Indiana Geological Survey Special Paper*, 16, 15p.
- RIBEIRO A. 1974 - Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 24, 177 p.
- RIBEIRO A. & REBELO J.A. 1966 - Stratigraphie et structure de Trás-os-Montes Oriental (Portugal). *Leidse Geologische Mededelingen*, 36: 293-300.
- RIBEIRO A. & REBELO J.A. 1971 - Estudo geológico da região de Moncorvo e, em especial, do seu jazigo de ferro. *I Congresso Hispano Luso-Americano de Geologia Económica*, 2: 983-994.
- RICKARDS R.B. 1976 - The sequence of Silurian graptolite zones in the British Isles. *Geological Journal*, 11: 153-188.
- ROBARDET M. 1982 - The Silurian-earliest Devonian succession in South Spain (Ossa Morena Zone) and its paleogeographical signification. *IGCP n° 5 Newsletter*, 4: 72-77.
- ROBARDET M. & GUTIÉRREZ-MARCO J.C. 1990 - Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. In DALLMEYER R.D. & MARTÍNEZ-GARCÍA E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag: 383-395.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R. & PARIS F. 1994 - Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, 3: 3-31.
- RONRIGUEZ-CANERO R., GARCÍA-LÓPEZ S. & SARMIENTO G.N. 1997. - Conodontos siluro-devónicos de la Pefia de Ardales (Complejo Maláguide, Cordillera Bética). In GRANDAL n'ANGLADE A., GUTIÉRREZ-MARCO J.C. & SANTOS FmALGO L. (eds), *XIII Jornadas de Paleontologia et Vème Réunion Internationale du Projet 351 du PICG*, A Coruña: 16-18 octobre 1997, Résumés: 92-94.
- ROMARIZ C. 1969 - Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 53: 107-155.
- SANZ-LÓPEZ J. 1995 - Estratigrafia y Bioestratigrafia (Conodontos) del Silúrico superior-Carbonífero inferior del Pirineo

- Oriental y Central*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 717 p. (inédit).
- SARMIENTO G.N. & GARCÍA-LÓPEZ S. 1996 - El método del índice de alteración del color (CA!) de los conodontos: limitaciones y posibilidades. Ejemplos de su aplicación en el Hercínico Ibérico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 112-123.
- SARMIENTO G.N., CALVO A. & GONZÁLEZ CLAVIJO E. 1997 - Conodontos paleozoicos (Ashgill-Emsiense) del Sinforme de Alcañices (oeste de Zamora, España). In GRANDAL N'ANGLADE A., GUTIÉRREZ-MARCO J.C. & SANTOS FIDALGO L. (eds), *Resúmenes y Excursiones XIII Jornadas de Paleontología y V Reunión Internacional Proyecto 351 PICG*, A Coruña: 108-111.
- SARMIENTO G.N., GARCÍA-LÓPEZ S. & BASTIDA F. (sous-press) - Conodont Colour Alteration Index (CAI) of the Upper Ordovician limestones from the Iberian Peninsula. *Geologie en Mijnbouw*.
- SARMIENTO G.N., GUTIÉRREZ-MARCO J.C., GARCÍA-LÓPEZ S. & RABANO I. 1995 - Conodont Colour Alteration Index (CAI) and thermal maturity of Upper Ordovician limestones from the Iberian Peninsula. *3rd International Meeting IGCP project 351 "Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana"*, Ankara, november 5-11, 1995. Abstracts: 32.
- SERPAGLI E. 1970 - Uppermost Wenlockian-Upper Ludlovian (Silurian) conodonts from Western Sardinia. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 9: 76-95.
- SEVASTOPULO G.D., AUSICH W.I. & FRANZÉN-BEGSTON C. 1989 - Echinoderms. In ROLLAND C.H. & BASSETT M.G. (eds), *A global standard for the Silurian System*. National Museum of Wales, Geological Series 9: 264-267.
- SIMPSON A.J. & TALENT J.A. 1995 - Silurian conodonts from the headwaters of the Indi (upper Murray) and Buchan rivers, southeastern Australia, and their implications. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 182: 79-215.
- STORCH P. 1994 - Graptolite biostratigraphy of the Lower Silurian (Llandovery and Wenlock) of Bohemia. *Geological Journal*, 29: 137-165.
- STUKALINA G.A. 1988 - Studies in Paleozoic crinoid-columns and -stems. *Palaeontographica*, A, 204 (1-3), 66 p.
- SWEET W.C. & SCHÖNLAUB H.P. 1975 - Conodonts of the genus *Oulodus* BRANSON & MEHL, 1933. *Geologica et Palaeontologica*, 9: 41-59.
- TROGER K.A. & FREYER G. 1959 - Über Phosphoritknollen im vogtländisch-erbstthuringischen Silur. *Geologie*, 8 (2): 168-188.
- TRUYOLS-MASSONI M. 1986 - Nowakia acuaria (Praguense, Devónico inferior) de la Zona Asturoccidental-Leonesa (NO de España). *Breviora Geologica Asturica*, 27: 12-16.
- TRUYOLS-MASSONI M. & QUIROGA J.L. 1981 - Tentaculites dacriocónaridos en el Sinforme de Alcañices, Prov. de Zamora. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2: 171-174.
- UYENO T.T. 1990 - (with contribution of Mayr U. & Roblesky, R.F.) Biostratigraphy and conodont faunas of Upper Ordovician through Middle Devonian rocks, Eastern Arctic Archipelago. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, 401, 210 p.
- VACAS J.M. & MARTÍNEZ-CATALAN J.R. 1987 - El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barca. *Studia geologica Salamanticensia*, 24: 151-175.
- VALENZUELA-RÍOS J.I. 1994 - Conodonts del Lochkoviense y Praguense del Pirineo Central. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 5, 142 p.
- VÄNRA V. 1983 - Upper Silurian Spathognathodus (conodonts) from Estonia. In KALJO D.L. (ed.), *Lower Palaeozoic Palaeontology of the Baltics and Podolia. Academy of Sciences of Estonian SSR, Institute of Geology*, Tallin: 47-71 [en russe].
- WALLISER O.H. 1964 - Conodonten des Silurs. *Abhandlungen des Hessischen Landesamts für Bodenforschung zu Wiesbaden*, 41, 106 p.
- WALLISER O.H. 1971 - Conodont Biostratigraphy of the Silurian of Europe. In SWEET W.C. & BERGSTRÖM S. (eds), *Symposium on Conodont Biostratigraphy. Geological Society of America Memoirs*, 127: 195-206.
- WALLISER O. & WANG C. 1989 - Upper Silurian stratigraphy and conodonts from the Qujing District, East Yunnan, China. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 110: 111-121.
- WANG C-Y. & ZIEGLER W. 1983 - Conodonten aus Tibet. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 1983 (2): 69-79.

G.N. SARMIENTO & J.C. GUTIÉRREZ-MARCO
Departamento y UEI de Paleontología Instituto
de Geología Económica (CSIC-UCM) Facultad
de Ciencias Geológicas
E-28040 Madrid

J.M. PIÇARRA
Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia
Apart. 104
P-7802 Beja codex

J.A. REBELO
Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia
Apart. 7586
P-2720 Alfragide

M. ROBARDET
Géosciences Rennes (UPR 4661 CNRS), Institut de Géologie
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 Rennes cedex

P. STORCH
Institute of Geology AS CR
Rozvojová 135
16200 Praha 6, République Tchèque

I. RÂBANO
Museo Geominero
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23
E-28003 Madrid